

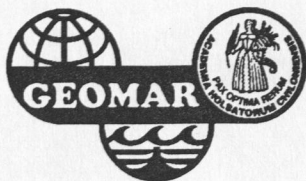
**KLAS S. LACKSCHEWITZ**

**SEDIMENTATIONSPROZESSE  
AM AKTIVEN MITTELOZEANISCHEN  
KOLBEINSEY RÜCKEN  
(NÖRDLICH VON ISLAND)**

**9**

**GEOMAR REPORT**

---



**KLAS S. LACKSCHEWITZ**

**SEDIMENTATIONSPROZESSE  
AM AKTIVEN MITTELOZEANISCHEN  
KOLBEINSEY RÜCKEN  
(NÖRDLICH VON ISLAND)**

GEOMAR  
- Bibliothek -  
Wischhofstr. 1-3  
2300 KIEL 14

**GEOMAR**  
Forschungszentrum  
für marine Geowissenschaften  
der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel

**Kiel 1991**

**GEOMAR REPORT 9**

**GEOMAR**  
Research Center  
for Marine Geosciences  
Christian Albrechts University  
in Kiel



**Herausgeber: Jörn Thiede**

**GEOMAR REPORT**  
ISSN 0936 - 5788

**GEOMAR**  
Forschungszentrum  
für marine Geowissenschaften  
D-2300 Kiel  
Wischhofstr. 1-3  
Telefon (0431) 7202-0  
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

**Editor: Jörn Thiede**

**GEOMAR REPORT**  
ISSN 0936 - 5788

**GEOMAR**  
Research Center  
for Marine Geosciences  
D-2300 Kiel / Germany  
Wischhofstr. 1-3  
Telephone (49) 431 / 7202-0  
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

## INHALTSVERZEICHNIS

Zusammenfassung	
Abstract	
I Einleitung.....	1
II Grundlagen.....	4
1. Bathymetrie und Sedimentbedeckung.....	4
2. Paläo-Geographie während des Spätquartärs.....	8
3. Hydrographie.....	10
4. Paläo-Ozeanographie.....	12
5. Aktive vulkanische Prozesse am Kolbeinsey Rücken.....	12
6. Geochemische Signalträger in mittelozeanischen Rückensedimenten.....	13
III Proben und Methodik.....	15
1. Sedimentkerne und Probennahme.....	15
2. Sedimentologische Untersuchungen.....	17
2.1 Korngrößenseparation.....	17
2.2 Sinkgeschwindigkeitsanalysen.....	17
2.3 Komponentenanalyse der Grobfraction.....	18
2.4 Schwereretrennung.....	19
3. Analytische Verfahren.....	20
3.1 Messung stabiler Isotope ( $^{18}\text{O}$ , $^{13}\text{C}$ , $^{14}\text{C}$ ).....	20
3.2 Karbonat-, organische Kohlenstoff und Schwefelanalysen..	21
3.3 Röntgenfluoreszenzanalyse.....	22
3.4 Plasma-Massenspektroskopie.....	22
3.4.1 Aufschlußverfahren.....	22
3.4.2 Spurenelementbestimmung mit der ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Source Mass Spectrometry).....	23
4. Statistische Verfahren.....	24
4.1 Clusteranalyse.....	24
4.2 Faktorenanalyse.....	25
4.3 Student-t-Verfahren.....	26
IV Ergebnisse.....	27
1. Zusammensetzung und Verteilung der Oberflächensedimente.....	27
1.1 Allgemeine Sedimentbeschreibung.....	27
1.2 Korngrößen- und Sinkgeschwindigkeitsverteilung.....	29
1.3 Komponenten der Grobfraction.....	32
2. Stratigraphie und Sedimentationsraten.....	34
2.1 Stabile Isotopen.....	34
2.2 Lineare Sedimentationsraten.....	36
3. Sedimente der Großkastengreifer und Kastenlote.....	38
3.1 Allgemeine Sedimentbeschreibung.....	38
3.2 Zusammensetzung der Großkastengreifersedimente.....	41
3.2.1 Korngrößenverteilung.....	41
3.2.2 Komponenten der Grobfraction.....	44
3.3 Zusammensetzung der Kastenlotsedimente.....	51
3.3.1 Korngrößenverteilung.....	51
3.3.2 Komponenten der Grobfraction.....	51
3.4 Ergebnisse der Untersuchungen an der >500µm-Fraktion....	59
3.4.1 Gewichtsanteile der >500µm-Fraktion am Gesamtsediment.....	59



3.4.2 Relative Häufigkeitsverteilung der terrigenen, grogen Sedimentkomponenten.....	62
4. Die geochemische Variabilität der Sedimente.....	65
4.1 Die Verteilung der Haupt- und Spurenelement- konzentrationen in den Oberflächensedimenten.....	65
4.2 Die Verteilung der Haupt- und Spurenelement- konzentrationen in den Sedimentkernen.....	66
4.3 Arsen- und Bariumanreicherungen.....	67
<b>V Geochemische Qualifizierung und Quantifizierung der Sedimente.....</b>	<b>69</b>
1. Geochemische Charakterisierung der Sedimente.....	69
1.1 Zusammenhänge zwischen den chemischen Parametern (Faktorenanalyse).....	70
1.2 Klassifizierung der Sedimente (Clusteranalyse).....	72
1.3 Klassifizierung der statistisch nicht erfassten Probensätze.....	75
2. Detailstudien an einzelnen Element- und Probengruppen.....	76
2.1 Die Verteilung der Seltenen Erden Elemente.....	76
2.2 Die geochemischen Parameter der Oberflächen und Kernsedimente.....	78
3. Bilanzierung der biogenen, terrigenen und vulkanogenen Komponenten (Normative Sedimentanalyse).....	79
<b>VI Sedimentationsprozesse am Kolbeinsey Rücken.....</b>	<b>86</b>
1. Bildung und Verbreitung von vulkanogenem Material.....	86
1.1 Submariner Vulkanoklastika.....	86
1.2 Herkunft und Verbreitung subaerischer vulkanischer Gläser.....	90
1.3 Geochemische Parameter als Anzeiger für hydrothermale Prozesse.....	94
2. Pelagischer Partikeleintrag.....	95
3. Terrigener Sedimenteintrag.....	97
<b>VII Spätquartäre Sedimentation als Ausdruck vulkanischer und klimatischer Veränderungen.....</b>	<b>99</b>
1. Spätes Sauerstoffisotopenstadium 8 (ca. 260 ka bis 245 ka)..	99
2. Sauerstoffisotopenstadium 7 (245 ka bis 186 ka).....	100
3. Sauerstoffisotopenstadium 6 (186 ka bis 128 ka).....	101
4. Sauerstoffisotopenstadium 5 (128 ka bis 71 ka).....	103
5. Sauerstoffisotopenstadium 4 (71 ka bis 59 ka).....	105
6. Sauerstoffisotopenstadium 3 (59 ka bis 27 ka).....	106
7. Sauerstoffisotopenstadium 2 und 1 (27ka bis rezent).....	109
<b>VIII Schlußfolgerung.....</b>	<b>119</b>
<b>IX Dank.....</b>	<b>121</b>
<b>X Literatur.....</b>	<b>123</b>

## Anhang

ANMERKUNG: Der Datenanhang zur vorliegenden Arbeit kann am GEOMAR, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Wischhofstraße 1-3, D-2300 Kiel 14, Bundesrepublik Deutschland, eingesehen werden.

## Zusammenfassung

Um die Sedimentationsprozesse und die daraus resultierende Sedimentfazies im unmittelbaren Bereich des mittelozeanischen Kolbeinsey Rückens zu rekonstruieren wurden detaillierte sedimentologische und geochemische Untersuchungen an Proben von 4 Sedimentkernen und 20 Großkastengreifern aus dem Bereich des mittelozeanischen Kolbeinsey Rückens durchgeführt. Anhand einer Grobfraktions- und normativen Sedimentanalyse wurden einzelne Komponenten sowie der biogene, terrigene und vulkanische Anteil am Sediment quantitativ erfaßt.

Das rezente Verbreitungsmuster der Sedimente vom Kolbeinsey Rücken wird im wesentlichen von den hydrographischen Bedingungen der Oberflächenwassermassen, der biogenen Partikelproduktion in der Wassersäule, der Eisbedeckung und dem submarinen Vulkanismus gesteuert. Vulkanoklastika charakterisieren die Sedimente vom südlichen Riftabschnitt. Das Verbreitungsmuster des biogenen Sedimentanteils zeigt, daß warmes nord-atlantisches Wasser die Oberflächenwassermassen westlich des Kolbeinsey Rückens kaum noch beeinflussen. Hier ist vielmehr der Zustrom polarer Wassermassen von Bedeutung. Die Sedimente des nördlichen Kolbeinsey Rückens enthalten hohe terrigene Anteile, die auf einen verstärkten Eintrag eistransportierten Materials zurückzuführen sind.

Mit Hilfe der zeitlich hochauflösenden Sauerstoffisotopen-Stratigraphie und zusätzlichen  $^{14}\text{C}$ -Altern wurden die Veränderungen im submarinen Vulkanismus und in den Oberflächenwassermassen seit ca. 260 ka rekonstruiert. Nordatlantisches Wasser hat nur im frühen O-Isotopenstadium 5 (ca. 124 ka) und seit dem späten Holozän die Oberflächenwassermassen im Bereich des Kolbeinsey Rückens unmittelbar beeinflußt. Durchgehend grobes terrigenes Material belegt jedoch eine zumindest saisonale Eisbedeckung und eine Eisbergdrift auch für die Interglazialzeiten 7, 5 und 1. Anhaltende Karbonatproduktion während des gesamten Zeitraumes weist dabei auf eine saisonal zeitweise offene Meereisdecke auch in den Glazialzeiten.

Im späten O-Isotopenstadium 5 treten erste hydrothermale Aktivitäten am südlichen Kolbeinsey Rücken auf.

Ab dem O-Isotopenstadium 3 (59 ka) begann in zunehmenden Maße ein aktiver submariner Vulkanismus die Sedimentation am südlichen Kolbeinsey Rücken zu beeinflussen. Die Veränderungen des Habitus der submarinen vulkanischen Gläser im O-Isotopenstadium 2 stehen im Zusammenhang mit Änderungen in den submarinen Eruptionsbedingungen. Während zu Beginn des O-Isotopenstadiums 2 (27 ka) hyaloklastische Gläser noch effusive Eruptionen am südlichen Riftabschnitt dokumentieren, zeigt der hohe Anteil an pyroklastischen Gläsern im mittleren O-Isotopenstadium 2 (ab ca. 20 ka) einen Wechsel zu explosiven Eruptionen an. Nach der Termination  $I_A$  erfolgt wieder ein Übergang zu effusiven Eruptionen verbunden mit einer deutlichen Zunahme der hyaloklastischen Gläser. Die Ursache hierfür wird auf die globalen Meeresspiegelschwankungen zurückgeführt.



## Abstract

In order to reconstruct sedimentation processes active in the direct vicinity of the mid-oceanic Kolbeinsey Ridge and their resulting sediment facies, detailed sedimentological and geochemical investigations of samples taken from four sediment cores and twenty box cores from the mid-oceanic Kolbeinsey Ridge were conducted. Using coarse fraction and normative sediment analysis, individual components and the percentages of biogenic, terrigenous and volcanic sediment quantified.

Recent sediment distribution patterns on the Kolbeinsey Ridge are generally determined by the hydrographic conditions of surface water masses, by biogenic particle production in the water column, by ice cover and submarine volcanism. The sediments from the southern ridge segments are characterized by volcanoclastics. The distribution pattern of the biogenic sediment component shows that warm North Atlantic water no longer has more than a slight impact on surface water masses west of the Kolbeinsey Ridge. Rather, the inflow of polar water masses is of importance here. Sediments from the northern Kolbeinsey Ridge contain high percentages of terrigenous material, a fact which points to the increased deposition of ice-rafted material.

Changes which have taken place in submarine volcanism and in surface water masses within the last 260 ka have been reconstructed on the basis of high-resolution oxygen isotope stratigraphy and  $^{14}\text{C}$  dating. Only in the early oxygen isotope stage 5 (124 ka) and since the late Holocene has North Atlantic water had a direct impact on surface waters in the Kolbeinsey Ridge region. The continuous presence of terrigenous material provides, however, evidence for (at least seasonal) ice cover and iceberg drifting in the interglacial periods 7, 5 and 1. Carbonate production, which took place during the entire period, points to periods of seasonally open sea ice cover during glacial periods as well.

First hydrothermal activity on the southern Kolbeinsey Ridge becomes evident during the late oxygen isotope stage 5.

From oxygen isotope stage 3 (59 ka) on, active volcanism began to influence sedimentation on the southern Kolbeinsey Ridge to an increasing extent. Changes in the habitus of submarine volcanic glasses in oxygen isotope stage 3 correspond to changes in the conditions for submarine eruptions. Whereas hyaloclastics glasses document the occurrence of effusive eruptions on the southern rift section at the beginning of oxygen isotope stage 2, the high percentage of pyroclastic glasses during mid-oxygen isotope stage 2 (beginning 20 ka) points to the transition to explosive eruptions. After termination  $I_A$  another transition took place, this time a transition of effusive eruptions coupled with marked increase in hyaloclastic glasses. The causes of this transition is thought to be variations in global sea level.

## I. EINLEITUNG

Wenn die Vulkane sich mitten zwischen Eis und Schnee erheben, wie auf Island, Kamtschatka u. s. w., so gesellen sich zu den Feuerausbrüchen, den Aschenauswürfen und Lavaergüssen noch ungeheure Ueberschwemmungen, hervorgehend aus der Schmelzung der die Auswurfstege zu Zeiten der Ruhe bedeckenden Eissfelder und Gletschermassen. Hierdurch gewinnt die Erscheinung eine gesteigerte Furchtbarkeit; der Mensch erliegt den vereinigten Naturgewalten und erkennt zagen seine Ohnmacht.

R. Ludwig, 1861

Die mittelozeanischen Rücken zerkünnen die Weltsteilen divergierenden Lithosphärenplatten, an denen fortlaufend neue Kruste gebildet wird und ein bedeutender Stoffaustausch zwischen Litho- und Hydrosphäre stattfindet.

Technische Fortschritte bei der Unterwassererkundung haben erst im Laufe der letzten zwei Jahrzehnte die Möglichkeit eröffnet, jene aktiven Zonen eingehend zu erforschen, die an der Entstehung frischer ozeanischer Kruste und Bildung metallreicher Sedimente an derart unzugänglichen Stellen beteiligt sind.

Die morphologischen und geologischen Verhältnisse der mittelozeanischen Rücken sind in einigen Regionen sehr genau bekannt, wie z.B. am Mittelatlantischen Rücken südwestlich der Azoren, wo im Rahmen des FAMOUS- (French-American Mid-Ocean Undersea Studies) und des TAG-Projekts (Trans-Atlantic Geotraverse) detaillierte Untersuchungen durchgeführt wurden (u.a. BALLARD et al., 1975; BALLARD & VAN ANDEL, 1977; BALLARD & MOORE, 1977; RONA et al., 1984; CHAMPELL et al., 1988). Unterhalb der mittelozeanischen Rücken mit geringen Spreizungsraten konnten immer wieder Abfolgen von vulkanogenen und pelagischen Sedimenten beobachtet werden (SIEVER & KASTNER, 1967; HOROWITZ, 1974; WATKINS et al., 1988). Vulkanische Prozesse, hydrothermale Exhalationen und der Eintrag klastischen sowie biogenen Materials können an diesen Rücken zu einer hohen Variabilität der Sedimente führen. An die Flanken der mittelozeanischen Rücken schließen sich seitlich die Tiefseebecken an. Die Tiefseesedimente, die diese Ebenen bedecken, sind verschiedener Herkunft und ihre Verteilung ist abhängig von der Wassertiefe, der Wassertemperatur, der geographischen Breite, der Entfernung zum Kontinent, der Partikelproduktion in der Wassersäule und der Strömungssysteme der ozeanischen Wassermassen.

Die Sedimentation an mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken innerhalb des Europäischen Nordmeeres ist im Vergleich zu anderen aktiven Riftsystemen durch die sehr niedrigen Spreizungsraten, den Anstieg des Rücken bis in geringe Wassertiefen und die extremen Klimaschwankungen in den hohen Breiten gekennzeichnet. Dieses führt hier sowohl zu



## I EINLEITUNG

### 1. Einführung und Fragestellung

Die mittelozeanischen Rücken markieren die Nahtstellen divergierender Lithosphärenplatten, an denen fortlaufend neue Kruste gebildet wird und ein bedeutender Stoffaustausch zwischen Litho- und Hydrosphäre stattfindet.

Technische Fortschritte bei der Unterwassererkundung haben erst im Laufe der letzten zwei Jahrzehnte die Möglichkeit eröffnet, jene aktiven Zonen eingehend zu erforschen, die an der Erzeugung frischer ozeanischer Kruste und Bildung metallreicher Sedimente an derart unzugänglichen Stellen beteiligt sind.

Die morphologischen und geologischen Verhältnisse der mittelozeanischen Rücken sind in einigen Regionen sehr genau bekannt, wie z.B. am Mittelatlantischen Rücken südwestlich der Azoren, wo im Rahmen des FAMOUS- (French-American-Mid-Ocean-Undersea-Studies) und des TAG-Projekts (Trans-Atlantic-Geotraverse) detaillierte Untersuchungen durchgeführt wurden (u.a. BALLARD et al., 1975; BALLARD & VAN ANDEL, 1977; BALLARD & MOORE, 1977; RONA et al., 1984; CHAMPBELL et al., 1988). Innerhalb der mittelozeanischen Rücken mit geringen Spreizungsraten konnten immer wieder Abfolgen von vulkanogenen und pelagischen Sedimenten beobachtet werden (SIEVER & KASTNER, 1967; HOROWITZ, 1974; METZ et al., 1988). Vulkanische Prozesse, hydrothermale Exhalationen und der Eintrag klastischen sowie biogenen Materials können an diesen Rücken zu einer hohen Variabilität der Sedimente führen. An die Flanken der mittelozeanischen Rücken schließen sich seitlich die Tiefseebecken an. Die Tiefseesedimente, die diese Ebenen bedecken, sind verschiedener Herkunft und ihre Verteilung ist abhängig von der Wassertiefe, der Wassertemperatur, der geographischen Breite, der Entfernung zum Kontinent, der Partikelproduktion in der Wassersäule und der Strömungssysteme der ozeanischen Wassermassen.

Die Sedimentation am mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken innerhalb des Europäischen Nordmeeres ist im Vergleich zu anderen aktiven Riftsystemen durch die sehr niedrigen Spreizungsraten, den Anstieg des Rückens bis in geringe Wassertiefen und die extremen Klimaschwankungen in den hohen Breiten gekennzeichnet. Dieses führt hier sowohl zu

kurz- als auch langfristig starken Änderungen in den Ablagerungsprozessen.

Die daraus resultierende Wechselwirkung zwischen unterschiedlichen Sedimentationsverhältnissen, ausgeprägter Morphologie und Geodynamik innerhalb und in den angrenzenden Regionen des aktiven Kolbeinsey Rückens ist bis heute nahezu unbekannt.

### *Aufgabenstellung*

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, Prozesse die zur Bildung der Sedimente am Kolbeinsey Rücken beitragen sowie zeitliche und räumliche Veränderungen denen diese Prozessen unterworfen sind und die daraus resultierenden Änderungen in der Sedimentfazies zu rekonstruieren.

Quantitative und qualitative Untersuchungen an der Sandfraktion in den Oberflächensedimenten sollen Aussagen zum rezenten Ablagerungsmilieu ermöglichen. Sinkgeschwindigkeitsverteilungen ergeben zusätzliche Informationen über mögliche Umlagerungsprozesse am Rücken. Damit wird die grundlegende Voraussetzung geschaffen, spätquartäre Sedimentationsverhältnisse im Bereich des Kolbeinsey Rückens zu rekonstruieren. Mit Hilfe stabiler Isotopenuntersuchungen sollen diese Veränderungen in den Sedimentparametern zeitlich hochauflösend erfaßt werden. Die Untersuchungen sollen im Einzelnen Antworten zu folgenden Fragestellungen geben:

- Werden bestimmte Prozesse durch charakteristische Sedimentparameter gekennzeichnet?
- Hat der aktive Vulkanismus am mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken eine Bedeutung auf die Sedimentation? Läßt sich ein Verbreitungsmuster des vulkanogenen Sedimenteintrags aufzeigen?
- Welchen Einfluß haben paläozeanographisch/klimatische Veränderungen auf das sedimentäre Milieu im Spätquartär?
- Lassen sich generelle Unterschiede für einzelne Rückensegmente erkennen?



Die obengenannten Untersuchungen sind mit geochemischen Analysen gekoppelt, die insbesondere für die Erfassung von Elementanreicherungen im Sediment von Bedeutung sind. Dabei soll die Anwendung der Plasma-Massenspektroskopie (ICP-MS) ein möglichst breites Spurenelementspektrum liefern, um eventuelle hydrothermale Aktivitätsphasen am Kolbeinsey Rücken belegen zu können. Daneben soll mit Hilfe einzelner geochemischer Parameter eine geeignete normative Sedimentanalyse durchgeführt werden, um den vulkanogenen Anteil am Gesamtsediment quantifizieren zu können. Im Einzelnen soll folgenden Fragen nachgegangen werden:

- Lassen sich die Sedimente mit Hilfe chemischer Elemente charakterisieren? Inwieweit läßt sich der vulkanogene Anteil am Sediment anhand von chemischen Sedimentparametern ermitteln?
- Haben hydrothermale Aktivitäten die Sedimente beeinflußt? Durch welche geochemischen Parameter sind diese charakterisiert?

Die unterschiedlichen Untersuchungen sollen helfen, die verschiedenen Einzelaspekte herauszuarbeiten, um ein Modell über das räumliche und zeitliche Sedimentationsgeschehen am Kolbeinsey Rücken zu erstellen.

## II Grundlagen

### 1. Bathymetrie und Sedimentbedeckung

Im Europäischen Nordmeer führte die plattentektonische Entwicklung seit dem frühen Tertiär zu einer komplexen Bathymetrie (Abb. 1) mit großen Beckenbereichen (Grönland Becken, Lofoten Becken, Norwegen Becken) und mittelozeanischen Rückenabschnitten (Kolbeinsey Rücken, Mohns Rücken und Knipovitch Rücken). Die Beckenbereiche erreichen

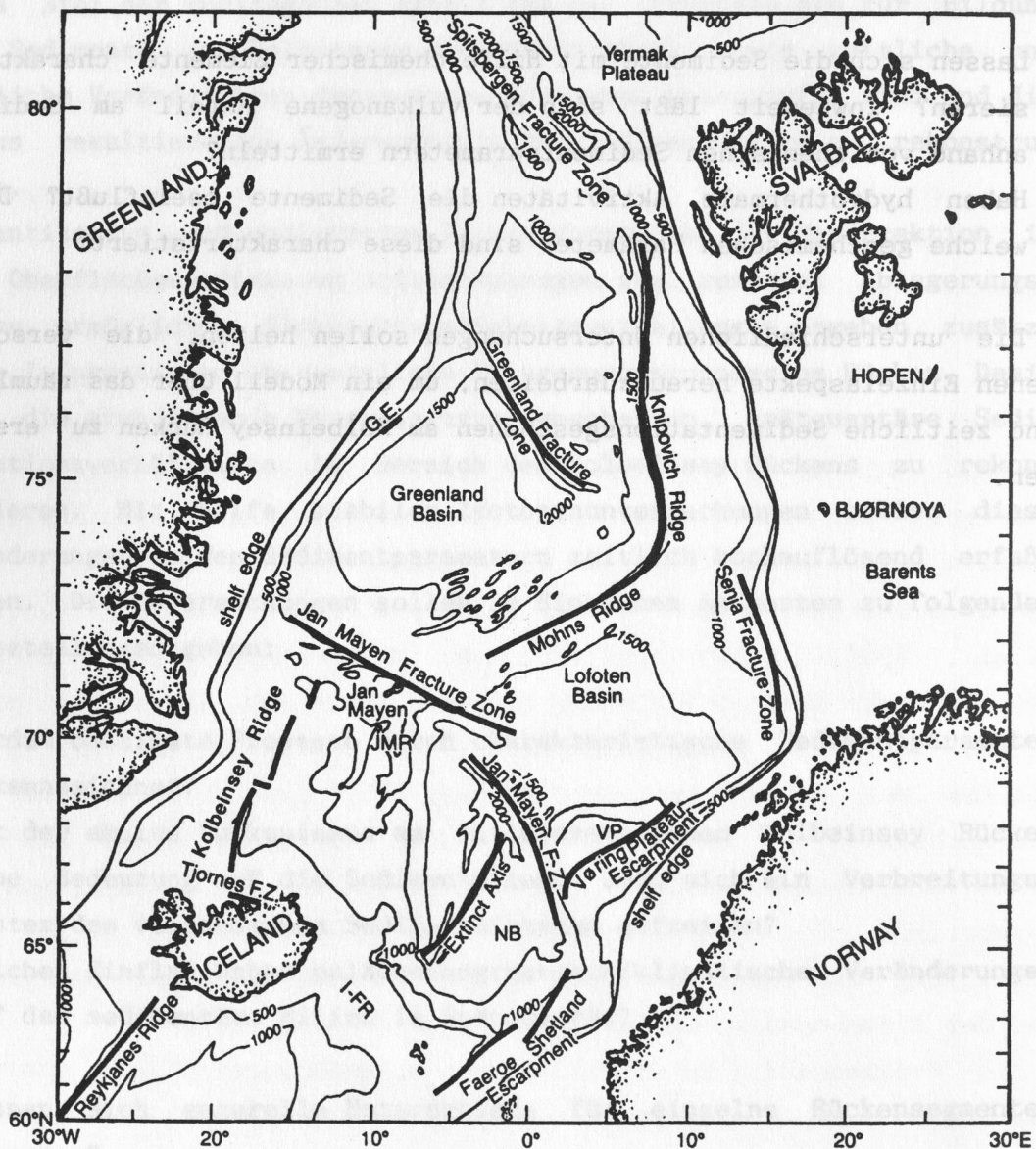


Abb. 1: Bathymetrie des Europäischen Nordmeeres (leicht verändert aus TALWANI & ELDHOLM, 1977).

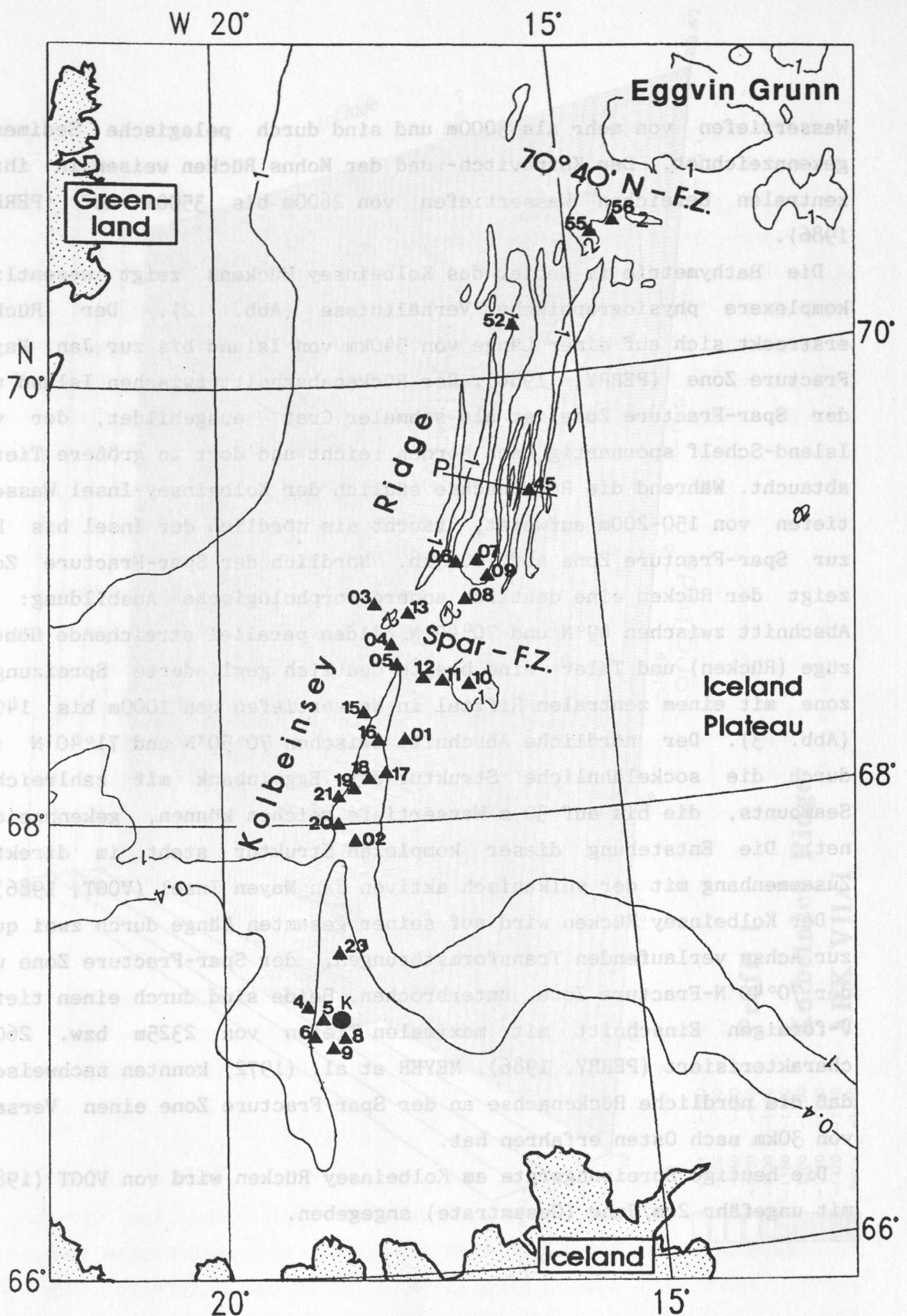


Abb. 2: Topographie des Kolbeinsey Rückens (nach PERRY, 1986) mit der Lage der untersuchten Kernstationen und Lage des Hydro-sweep-Profiles (P) von Abb. 3.; K = Insel Kolbeinsey



Wassertiefen von mehr als 3000m und sind durch pelagische Sedimente gekennzeichnet. Der Knipovitch- und der Mohns Rücken weisen in ihren zentralen Bereichen Wassertiefen von 2600m bis 3500m auf (PERRY, 1986).

Die Bathymetrie im Gebiet des Kolbeinsey Rückens zeigt wesentlich komplexere physiographische Verhältnisse (Abb. 2). Der Rücken erstreckt sich auf einer Länge von 540km von Island bis zur Jan Mayen Fracture Zone (PERRY, 1986). Der Rückenabschnitt zwischen Island und der Spar-Fracture Zone ist als schmaler Grat ausgebildet, der vom Island-Schelf spornartig nach Norden reicht und dort in größere Tiefen abtaucht. Während die Rückenachse südlich der Kolbeinsey-Insel Wassertiefen von 150-200m aufweist, taucht sie nördlich der Insel bis hin zur Spar-Fracture Zone auf 700m ab. Nördlich der Spar-Fracture Zone zeigt der Rücken eine deutlich andere morphologische Ausbildung: im Abschnitt zwischen  $69^{\circ}\text{N}$  und  $70^{\circ}45'\text{N}$  bilden parallel streichende Höhenzüge (Rücken) und Täler eine breite deutlich gegliederte Spreizungszone mit einem zentralen Rifttal in Wassertiefen von 1000m bis 1400m (Abb. 3). Der nördliche Abschnitt zwischen  $70^{\circ}50'\text{N}$  und  $71^{\circ}40'\text{N}$  ist durch die sockelähnliche Struktur der Eggvinbank mit zahlreichen Seamounts, die bis auf 30 m Wassertiefe reichen können, gekennzeichnet. Die Entstehung dieser komplexen Struktur steht im direkten Zusammenhang mit der vulkanisch aktiven Jan Mayen Insel (VOGT, 1986).

Der Kolbeinsey Rücken wird auf seiner gesamten Länge durch zwei quer zur Achse verlaufenden Transformstörungen, der Spar-Fracture Zone und der  $70^{\circ}40'\text{N}$ -Fracture Zone, unterbrochen. Beide sind durch einen tiefen V-förmigen Einschnitt mit maximalen Tiefen von 2325m bzw. 2600m charakterisiert (PERRY, 1986). MEYER et al. (1972) konnten nachweisen, daß die nördliche Rückenachse an der Spar-Fracture Zone einen Versatz von 30km nach Osten erfahren hat.

Die heutige Spreizungsrate am Kolbeinsey Rücken wird von VOGT (1983) mit ungefähr 2cm/Jahr (Gesamtrate) angegeben.



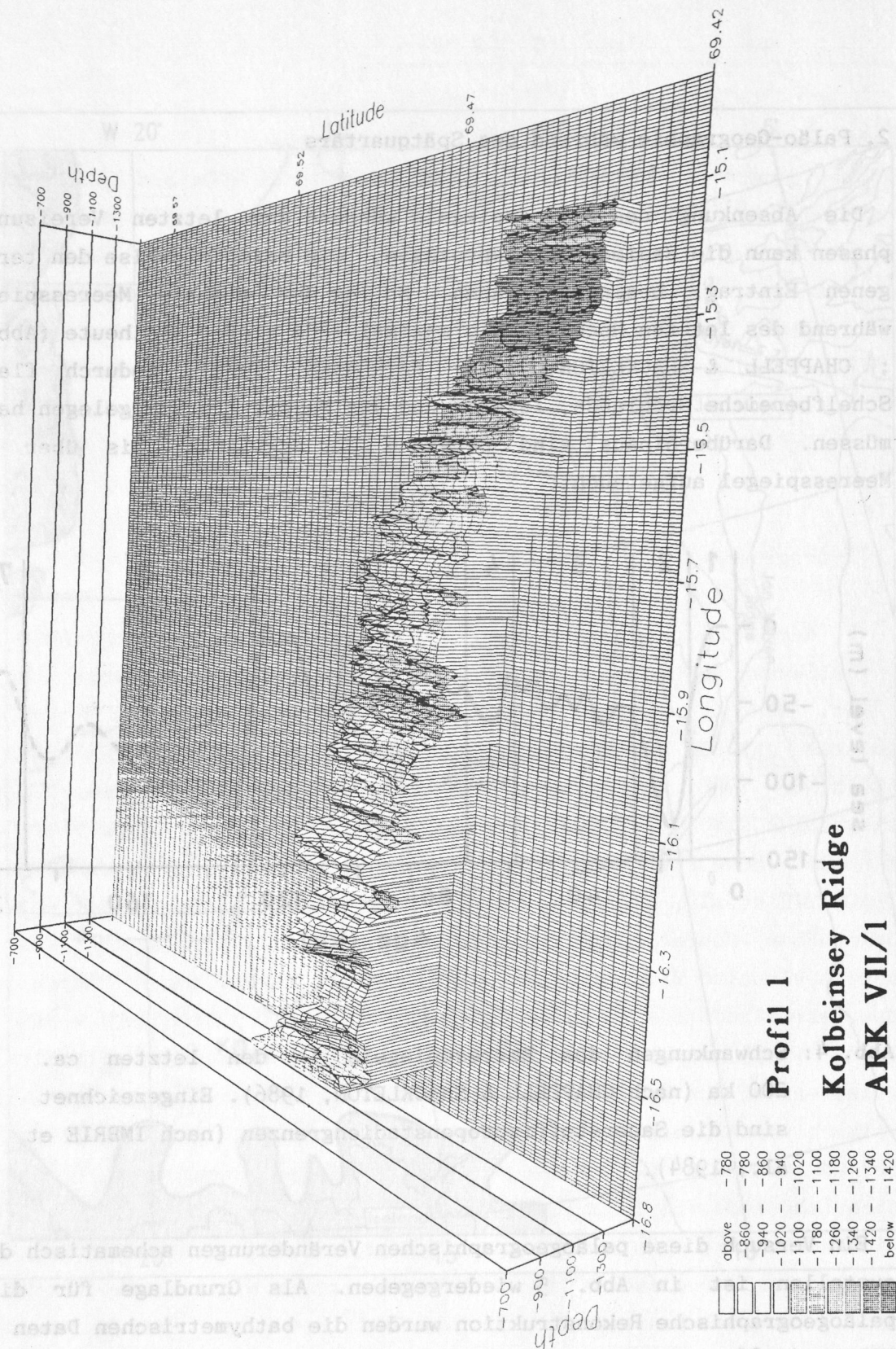


Abb. 3: Hydrosweep-Profil aus dem Bereich des morphologisch stark ausgeprägten nördlichen Rückenabschnitt (aus THIEDE & HEMPEL, in press). In der Mitte des Profils ist der tiefe Einschnitt des Rifttals deutlich sichtbar.

## 2. Paläo-Geographie während des Spätquartärs

Die Absenkung des Meeresspiegels während der letzten Vereisungsphasen kann die Sedimentationsprozesse, wie beispielsweise den terrigenen Eintrag, beeinflusst haben. So lag der globale Meeresspiegel während des letzten Hochglazials maximal 120m tiefer als heute (Abb. 4; CHAPPELL & SHACKLETON, 1986; FAIRBANKS, 1989), wodurch flache Schelfbereiche Grönlands, Islands und Jan Mayens trocken gelegen haben müssen. Darüberhinaus sind Bereiche der Eggvinbank bis über den Meeresspiegel aufgetaucht.

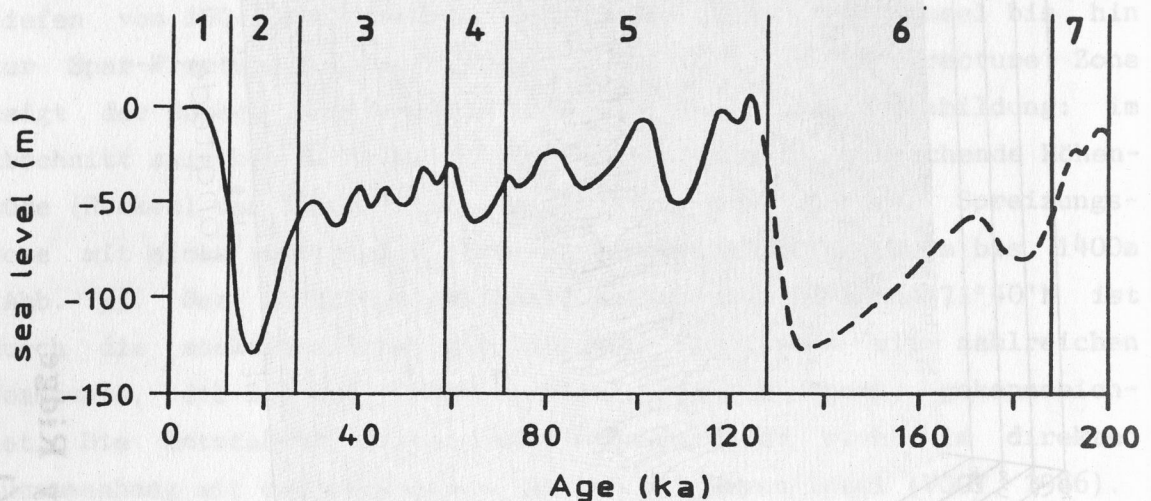


Abb. 4: Schwankungen des Meeresspiegels in den letzten ca. 200 ka (nach CHAPPELL & SHACKLETON, 1986). Eingezeichnet sind die Sauerstoffisotopenstadiengrenzen (nach IMBRIE et al., 1984).

Ein Versuch diese paläogeographischen Veränderungen schematisch darzustellen ist in Abb. 5 wiedergegeben. Als Grundlage für diese paläogeographische Rekonstruktion wurden die bathymetrischen Daten von PERRY (1986) verwendet. Eingezeichnet wurde die ungefähre Lage der 100m Isobathe, die in etwa dem Küstenverlauf während des letzten Hochglazials entspricht. Dabei wurden die für Grönland und Island resultierenden isostatischen Ausgleichsbewegungen durch Eisauflast und andere mögliche Faktoren nicht berücksichtigt. Eine relative isostatische Meeresspiegelabsenkung könnte nach PELTIER (1990) in einer



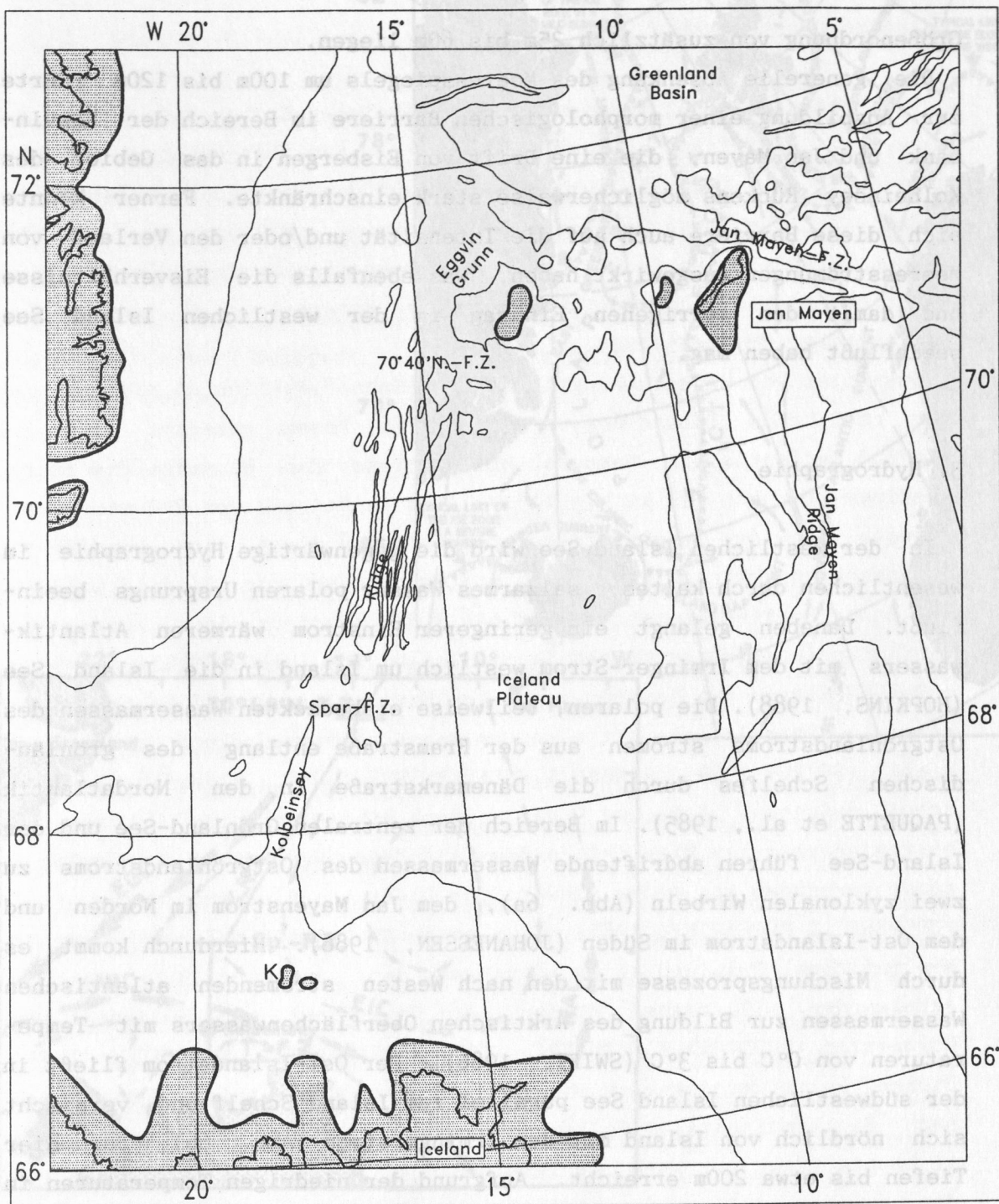


Abb. 5: Paläogeographische Situation für die westliche Island See während des letzten Hochglazials mit einem um ca. 120m niedrigeren Meeresspiegel als heute. Isostatische und andere möglichen Effekte sind hierbei nicht berücksichtigt worden.

Größenordnung von zusätzlich 25m bis 60m liegen.

Die generelle Absenkung des Meeresspiegels um 100m bis 120m führte zur Ausbildung einer morphologischen Barriere im Bereich der Eggvinbank und Jan Mayen, die eine Drift von Eisbergen in das Gebiet des Kolbeinsey Rückens möglicherweise stark einschränkte. Ferner könnte sich diese Barriere auch auf die Intensität und/oder den Verlauf von Meeresströmungen ausgewirkt haben, was ebenfalls die Eisverhältnisse und damit den terrigenen Eintrag in der westlichen Island See beeinflusst haben mag.

### 3. Hydrographie

In der westlichen Island See wird die gegenwärtige Hydrographie im wesentlichen durch kaltes, salzarmes Wasser polaren Ursprungs beeinflusst. Daneben gelangt ein geringerer Einstrom wärmeren Atlantikwassers mit dem Irminger-Strom westlich um Island in die Island See (HOPKINS, 1988). Die polaren, teilweise eisbedeckten Wassermassen des Ostgrönlandstroms strömen aus der Framstraße entlang des grönländischen Schelfes durch die Dänemarkstraße in den Nordatlantik (PAQUETTE et al., 1985). Im Bereich der zentralen Grönland-See und der Island-See führen abdriftende Wassermassen des Ostgrönlandstroms zu zwei zyklonalen Wirbeln (Abb. 6a), dem Jan Mayenstrom im Norden und dem Ost-Islandstrom im Süden (JOHANESSEN, 1986). Hierdurch kommt es durch Mischungsprozesse mit den nach Westen strömenden atlantischen Wassermassen zur Bildung des Arktischen Oberflächenwassers mit Temperaturen von 0°C bis 3°C (SWIFT, 1986). Der Ost-Islandstrom fließt in der südwestlichen Island See parallel zum Island Schelf und vermischt sich nördlich von Island mit dem Irmingerstrom (Abb. 6b), der hier Tiefen bis etwa 200m erreicht. Aufgrund der niedrigen Temperaturen im westlichen Europäischen Nordmeer existiert im Winter eine Packeisdecke, deren Eisrand bis zur nordöstlichen Küste Islands reichen kann.



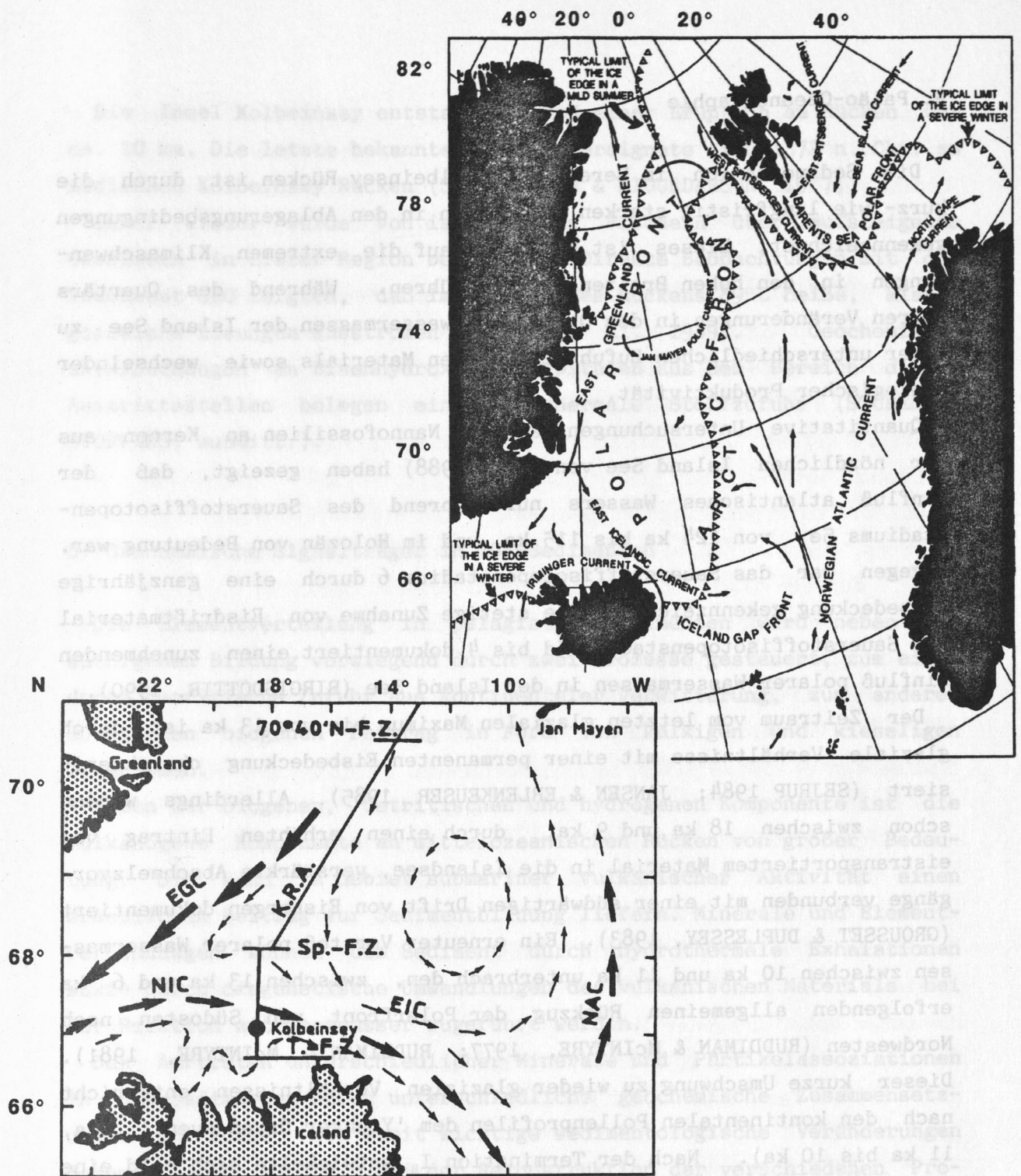


Abb. 6: a) Rezente Oberflächenzirkulation des Europäischen Nordmeeres  
(aus HURDLE, 1986)

b) Rezente Oberflächenströme in der westlichen Islandsee  
(modifiziert nach STEFANSSON, 1962).

#### 4. Paläo-Ozeanographie

Die Sedimentation im Bereich des Kolbeinsey Rücken ist durch die kurz- wie langfristig starken Änderungen in den Ablagerungsbedingungen gekennzeichnet. Dieses ist besonders auf die extremen Klimaschwankungen in den hohen Breiten zurückzuführen. Während des Quartärs führen Veränderungen in den Oberflächenwassermassen der Island See zu einer unterschiedlichen Zufuhr terrigenen Materials sowie wechselnder biologischer Produktivität.

Quantitative Untersuchungen kalkiger Nannofossilien an Kernen aus der nördlichen Island See von GARD (1988) haben gezeigt, daß der Einfluß atlantisches Wassers nur während des Sauerstoffisotopenstadiums 5e, von 124 ka bis 115 ka, und im Holozän von Bedeutung war. Dagegen war das Sauerstoffisotopenstadium 6 durch eine ganzjährige Eisbedeckung gekennzeichnet. Die stetige Zunahme von Eisdriftmaterial vom Sauerstoffisotopenstadium 5d bis 4 dokumentiert einen zunehmenden Einfluß polarer Wassermassen in der Island See (BIRGISDOTTIR, 1990).

Der Zeitraum vom letzten glazialen Maximum bis vor 13 ka ist durch glaziale Verhältnisse mit einer permanenten Eisbedeckung charakterisiert (SEJRUP 1984; JANSEN & ERLÉNKEUSER 1985). Allerdings werden schon zwischen 18 ka und 9 ka, durch einen erhöhten Eintrag von eistransportiertem Material in die Islandsee, verstärkte Abschmelzvorgänge verbunden mit einer südwardigen Drift von Eisbergen dokumentiert (GROUSSET & DUPLESSEY, 1983). Ein erneuter Vorstoß polarer Wassermassen zwischen 10 ka und 11 ka unterbrach den, zwischen 13 ka und 6 ka erfolgenden allgemeinen Rückzug der Polarfront von Südosten nach Nordwesten (RUDDIMAN & MCINTYRE, 1977; RUDDIMAN & MCINTYRE, 1981). Dieser kurze Umschwung zu wieder glazialen Verhältnissen entspricht nach den kontinentalen Pollenprofilen dem 'Younger Dryas event' (ca. 11 ka bis 10 ka). Nach der Termination I<sub>B</sub> entwickelte sich bald eine der heutigen analogen ozeanographischen Situation.

#### 5. Aktive vulkanische Prozesse am Kolbeinsey Rücken

Kenntnisse über rezente vulkanische Aktivitäten am Kolbeinsey Rücken sind für den Bereich zwischen der Insel Kolbeinsey und der auf dem südlichen Island-Schelf gelegenen Insel Grimsey dokumentiert.



Die Insel Kolbeinsey entstand während einer Eruption am Rücken vor ca. 10 ka. Die letzte bekannte Eruption ereignete sich 1372 n. Chr. am südlichen Kolbeinsey Rücken (SAEMUNDSSON & SIGURDARSON, 1987).

Immer wieder wurde von isländischen Fischern über aufsteigende Gasblasen in dieser Region berichtet. Direkte Beobachtungen mit dem Tauchboot GEO zeigten, daß im Bereich des Rückens 89°C heiße, klare, gasreiche Lösungen ausströmen (FRICKE et al. 1989). Geochemische Untersuchungen an Eisenhydroxid-Präzipitaten aus dem Bereich dieser Austrittsstellen belegen eine hydrothermale Stoffzufuhr (STÜBEN & STOFFERS, submitt.).

## 6. Geochemische Signalträger in MOR-Sedimenten

Die Elementverteilung in pelagischen Sedimenten wird neben der authigenen Bildung vorwiegend durch zwei Prozesse gesteuert, zum einen durch detritische Zufuhr aus kontinentaler Verwitterung, zum anderen durch den biogenen Beitrag in Form von kalkigen und kieseligen Organismen.

Neben der biogenen, detritischen und hydrogenen Komponente ist die vulkanogene Komponente an mittelozeanischen Rücken von großer Bedeutung. Sie kann im Gebiet submariner vulkanischer Aktivität einen erheblichen Beitrag zur Sedimentbildung liefern. Minerale und Elementverbindungen können dem Sediment durch hydrothermale Exhalationen sowie durch diagenetische Umwandlungen des vulkanischen Materials bei der Reaktion mit Meerwasser zugeführt werden.

Das Auftreten unterschiedlicher Minerale und Partikelassoziationen in den Sedimenten haben unterschiedliche geochemische Zusammensetzungen zur Folge, die somit wichtige sedimentologische Veränderungen dokumentieren können. Bei der Rekonstruktion der verschiedenen Prozesse, die zur Sedimentbildung beitragen, ist in den letzten Jahrzehnten die Anwendung von geochemischen Signalträgern erfolgreich demonstriert worden. Nachfolgend werden einige geochemische Parameter der verschiedenen Prozesse dargestellt.

Nach BISCHOFF & PIPER (1980) kann der relative Anteil von pelagischen Sedimenten, wie Tonminerale, kieselige Biogene, karbonatische Biogene, Salzgehalt, hydrogenen Metalle, metallreiche Sedimente und vulkanisches Material aus den Konzentrationen von Silicium (Si),

Aluminium (Al), Eisen (Fe), Calcium (Ca), Mangan (Mn), Titan (Ti), Natrium (Na) und  $\text{CO}_2$  abgeschätzt werden. Geochemische Analysen von Sedimenten im Bereich der aktiven mittelozeanischen Rücken haben gezeigt, daß in ihnen Fe-Anreicherungen in Zusammenhang mit submariner vulkanischer Tätigkeit auftreten (BOSTRÖM & PETERSON, 1966; BOSTRÖM et al., 1969; DYMOND et al., 1973 u.a.). Erhöhte Arsen (As)-Gehalte in Sedimenten von mittelozeanischen Rücken werden auf eine Zufuhr aus metallreichen Lösungen zurückgeführt (BOSTRÖM & VALDES, 1969; MARCHIG et al., 1982). Sedimente, die unter Einfluß hydrothermaler Lösungen gebildet werden, zeichnen sich ferner durch geringe Konzentrationen an Seltenen Erden (SEE) aus (CORLISS et al., 1978). Zahlreiche geochemische Untersuchungen an Sedimenten des Atlantik und Pazifiks haben gezeigt, daß die Elemente Eisen (Fe), Mangan (Mn), Nickel (Ni), Cobalt (Co), Kupfer (Cu), Zink (Zn) durch unterschiedliche Prozesse dem Sediment zugeführt werden können, im Bereich ozeanischer Rücken aber überwiegend vulkanogen akkumuliert werden (LANGE 1974). Detritische Titanomagnetite aus aufgearbeiteten basischen Vulkaniten führen zu erhöhten Vanadium (V)-Gehalten im Sedimente. Dagegen ist Al in Sedimenten hauptsächlich in Alumosilikaten gebunden und wurde bisher als Index für die terrigene Fraktion angewendet (DYMOND, 1981; NATH et al. 1989). Zirkonium (Zr) kommt in Sedimenten als Schwermineral Zirkon vor, das überwiegend detritischen Ursprungs ist. Rubidium (Rb) und Cäsium (Cs) werden primär an detritischen kaliumreichen Mineralen wie beispielsweise Illiten und Kalifeldspäten adsorbiert. Hohe Konzentrationen an Barium (Ba) finden sich häufig an aktiven Rücken sowie Gebieten hoher biogener Produktivität (BOSTRÖM et al. 1973). Erhöhte Strontium (Sr)-Gehalte werden nach DASCH et al. (1971) und EDMOND et al. (1979) fast ausschließlich über die Karbonatbildung dem Sediment zugeführt.

### III PROBEN UND METHODIK

#### 1. Sedimentkerne und Probennahme

Das bearbeitete Probenmaterial wurde während der Expeditionen ARK V/1b und ARK VII/1 mit der FS Polarstern sowie der Expedition 158/1 mit der FS Poseidon gewonnen.

Die Kenndaten (Kern-Nr., Kerngerät, Schiffsexpedition, Lokation, Wassertiefe, Kerngewinn) der ausgewählten Kernstationen sind in Tab. 1 wiedergegeben. Ferner ist angegeben welche Bearbeitung an dem jeweiligen Kernmaterial durchgeführt wurde. Die fettgedruckten Zahlen der Kern-Nummern geben die jeweiligen Ziffern der in der Abb. 2 dargestellten Stationen an. Zur Vereinfachung werden im folgenden Text die ersten beiden Ziffern der Kern-Nr. weggelassen.

Die Sedimentkerne wurden direkt nach dem Öffnen der Großkastengreifer (GKG) bzw. Kastenlote (KAL) an Bord beschrieben und beprobt. Die Kernbeschreibungen und ein detailliertes Beprobungsschema sind in den Fahrtberichten der einzelnen Expeditionen dokumentiert (SPINDLER, 1989; PUTEANUS & WERNER, 1990; THIEDE & HEMPEL, in press).

Es wurden zunächst ca. 200ccm des Oberflächensediments (oberste 0.5 cm) der Großkastengreifer abgenommen. Die Großkastengreifersedimente wurden für stratigraphische Untersuchungen kontinuierlich alle 2cm beprobt. Der Abstand der entnommenen Proben der Kastenlote lag mindestens bei 10cm.

Die Probenauswahl für sedimentologische und geochemische Analysen erfolgte nach makroskopischen Gesichtspunkten, wobei insbesondere Farbwechsel und Korngrößenunterschiede berücksichtigt wurden.

An gleichem Probenmaterial führten andere Bearbeiter weitere Detailstudien an den Vulkanoklastika, benthischen Foraminiferen und groben Gesteinspartikeln durch, deren Ergebnisse dieser Arbeit zur Verfügung standen (in OEHMIG & WALLRABE-ADAMS, submitt.; frdl. mdl. Mitt. A. Altenbach; frdl. mdl. Mitt. J. Bischof).

**Tab. 1:** Kenndaten der untersuchten Oberflächensedimente und Sedimentkerne unter Angabe der jeweiligen Untersuchungsmethoden. Fettgedruckte Zahlen der Kern-Nr. entsprechen den Nummern der einzelnen Kernstationen in Abb.2.

Kern-Nr.	Entnahme- gerät	Schiff, Expedition	Geographische Position		Wasser- tiefe (m)	Kern- gewinn (cm)	bearbeitet:	
			Breite (N)	Länge (W)			Sedimen- tologie	Geochemie
13/014	GKG	FS Polarstern, ARK V/1b	67°13,4'	18°58,0'	461	35	Kern	-
13/015	GKG	FS Polarstern, ARK V/1b	67°09,5'	18°50,2'	439	22	Kern	Oberfl.
13/016	GKG	FS Polarstern, ARK V/1b	67°06,6'	18°54,3'	450	23	Kern	Oberfl.
13/018	GKG	FS Polarstern, ARK V/1b	67°06,3'	18°42,0'	318	23	Kern	Oberfl.
13/019	GKG	FS Polarstern, ARK V/1b	67°03,5'	18°46,4'	177	18	Kern	Oberfl.
0001/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°22,9'	17°38,1'	1244	40	Kern	Kern
0002/2	GKG	FS Poseidon, 158/1	67°55,5'	18°21,7'	704	8	Kern	Kern
0003/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	69°01,9'	18°01,2'	1250	40	Kern	Kern
0004/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°48,2'	17°42,6'	1481	50	Kern	Kern
0005/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°43,1'	17°39,4'	1031	40	Kern	Kern
0006/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	69°11,8'	16°49,2'	950	45	Kern	Kern
0007/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	69°10,3'	16°31,4'	489	32	Oberfl.	Kern
0008/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	69°00,8'	16°46,2'	1620	65	Oberfl.	Kern
0009/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	69°06,5'	16°25,7'	1120	39	Oberfl.	Kern
0010/2	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°35,1'	16°50,7'	522	40	Kern	Kern
0011/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°38,2'	17°09,5'	1307	36	Oberfl.	Kern
0012/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°39,3'	17°27,2'	1155	10	Oberfl.	Oberfl.
0013/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°56,7'	17°32,5'	1568	34	Oberfl.	Kern
0015/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°26,7'	18°10,1'	1061	33	Kern	Kern
0016/2	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°22,4'	17°56,9'	714	17	Kern	Kern
0017/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°11,6'	18°03,5'	774	37	Kern	Kern
0017/2	KAL	FS Poseidon, 158/1	68°11,2'	18°02,9'	762	290	Kern	Kern
0018/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°11,1'	18°09,6'	577	Oberfl.	Oberfl.	Oberfl.
0019/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°10,3'	18°18,0'	725	23	Oberfl.	Kern
0020/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	67°59,8'	18°31,7'	866	37	Kern	Kern
0020/2	KAL	FS Poseidon, 158/1	67°59,8'	18°31,9'	858	277	Kern	Kern
0021/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	68°06,9'	18°32,4'	930	38	Kern	Kern
0023/1	GKG	FS Poseidon, 158/1	67°25,6'	18°34,9'	350	Oberfl.	Oberfl.	Oberfl.
21845-2	GKG	FS Polarstern, ARK VII/1	69°27,7'	15°45,7'	922	40	Kern	Kern
21845-3	KAL	FS Polarstern, ARK VII/1	69°27,6'	15°45,3'	922	283	Kern	Kern
21852-1	GKG	FS Polarstern, ARK VII/1	70°15,2'	15°49,4'	1105	39	Kern	-
21852-2	KAL	FS Polarstern, ARK VII/1	70°15,7'	15°49,8'	1117	573	Kern	-
21855-1	GKG	FS Polarstern, ARK VII/1	70°36,0'	14°36,8'	1855	39	Kern	Kern
21856-2	GKG	FS Polarstern, ARK VII/1	70°38,5'	14°27,1'	670	40	Oberfl.	Kern

## 2. Sedimentologische Untersuchungen

### 2.1 Korngrößenseparation

Nach der Gefriergetrocknung wurde zunächst das Gesamtgewicht der Proben ermittelt. Anschließend erfolgte eine Trennung der Probe durch Naßsiegung in eine Feinfraktion ( $<63\mu\text{m}$ ) und in eine Grobfraktion ( $>63\mu\text{m}$ ). Nach Trocknung der Grobfraktion bei  $40^\circ\text{C}$  wurde diese durch Trockensiegung mittels eines 'Sonic Sifters' in fünf weitere Subfraktionen ( $63-125\mu\text{m}$ ,  $125-250\mu\text{m}$ ,  $250-500\mu\text{m}$ ,  $500-1000\mu\text{m}$ ,  $>1000\mu\text{m}$ ) unterteilt. Die Gewichtsanteile der Feinfraktion, der Grobfraktion und der Einzelfraktionen wurden über die jeweilige Teilmenge auf das Gesamtgewicht bezogen und in Gewichtsprozent ausgedrückt.

### 2.2 Sinkgeschwindigkeitsanalysen

Neben den Variationen in der Korngrößenverteilung charakterisiert die Sinkgeschwindigkeitsverteilung bzw. deren Verteilung im Wasser das Sediment. Durch dieses analytische Verfahren werden die transportrelevanten Partikeleigenschaften, die von wesentlicher Bedeutung für das Transportverhalten der Sedimentbestandteile und ihrer räumlichen Verbreitungsmuster am mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken sind, erfaßt. So gehen hier neben der Partikelgröße, auch die Form, die effektive Dichte und die Oberflächenbeschaffenheit mit ein, die im wesentlichen die Mobilisierbarkeit des Sediments bestimmen (KOMAR & CLEMENS 1986).

Insgesamt wurden an 25 Oberflächenproben Sinkgeschwindigkeitsanalysen an der automatischen Sedimentationswaage Macrogranometer des Sonderforschungsbereichs 313 der Universität Kiel durchgeführt.

Zur Bestimmung der Sinkgeschwindigkeitsverteilung wurden jeweils eine Teilmenge (1-2g) der Fraktion  $63 - 1000\mu\text{m}$  der Probe verwandt. Dieser Probenanteil wurde vor der Analyse in einem Gefäß unter Vibration bewässert, um alle Partikel mit einer Wasserhaut zu benetzen und Partikel anhaftende Luftblasen zu zerstören. Nach der gleichmäßigen Verteilung der Probe auf einer geschlossenen Jalousie am Top einer 192cm langen und 20cm breiten wassergefüllten Sedimentations säule erfolgt nach Öffnung der Jalousie der Sedimentationsvorgang. An



der Unterwasserwaage wird die Gewichtszunahme durch die auftreffenden Partikel mit der Zeit registriert. Für die Verteilung der Sinkgeschwindigkeit wurde eine logarithmische Skalierung ( $PSI = -\log_2 (v/v_0)$ );  $v$  = gemessene Geschwindigkeit in cm/s,  $v_0 = 1\text{cm/s}$ ) verwendet, da hierdurch relative Änderungen innerhalb des Sinkgeschwindigkeitsspektrums vergleichbar werden. Die PSI-Skala wird aufgetragen gegen den Gewichtsanteil der Sinkfraktion pro Meßintervall (0.02 PSI).

### 2.3 Komponentenanalyse der Grobfraktion

Die Grobfraktionsanalyse wurde analog der quantitativen Methode von SARNTHEIN (1971) durchgeführt. Dabei wurden in der vorliegenden Arbeit an allen Proben die Fraktion 125-500 $\mu\text{m}$  bearbeitet, da diese bei pelagischen Sedimenten der hohen Breiten als ein repräsentatives quantitatives Maß für die gesamte Grobfraktion angenommen werden kann (HENRICH et al., 1989). Da die Sedimente des Kolbeinsey Rückens neben den biogenen und terrigenen Komponenten auch verschiedene vulkanische Komponenten in z.T. beträchtlichen Maße aufweisen, die gegebenenfalls starken Korngrößenfraktionierungen unterliegen können, wurde in den entsprechenden Proben die Fraktion 63-125 $\mu\text{m}$  zusätzlich ausgezählt.

Von den Fraktionen wurden jeweils 400-600 Körner ausgezählt und die entsprechenden Werte jeder Komponentengruppe in Kornzahlprozent angegeben. Diese Komponenten lassen sich zu 5 Gruppen zusammenfassen, die auf unterschiedliche Sedimentationsprozesse zurückzuführen sind. Innerhalb dieser Komponentengruppen stellen einige Komponentengruppen häufig noch eine besondere Relevanz als Signalträger für paläo-ozeanographisch-klimatische und vulkanische Veränderungen dar, die bei der Interpretation der Ergebnisse eingehend diskutiert werden.

Das Komponentenspektrum läßt sich wie folgt gliedern:

- Benthische Komponentengruppe  
(Foraminiferen, Schwammnadeln)
- Planktische Komponentengruppe  
(Foraminiferen, Diatomeen, Radiolarien)
- Terrigene Komponentengruppe  
(Quarz, Gesteinsfragmente)



Vulkanogene Komponentengruppe

(Vulkanisches Glas (transparent), vulkanisches Glas (braun),  
vulkanische Gesteinsfragmente)

Autigene Komponentengruppe

(Pyrit, Glaukonit, Aggregate)

Darüberhinaus wurde an ausgewählten Kernen die Fraktion  $>500\mu\text{m}$  untersucht, da über den lithogenen Anteil dieser Fraktion der Eintrag eistransportierten Materials aufgezeigt werden kann (BISCHOF, 1990; SPIELHAGEN, 1990). Zur Klassifizierung des groben Sedimentmaterials wurde eine Unterteilung des Komponentenspektrums in 6 Partikelgruppen vorgenommen.

Biogene Komponenten (benthische agglutinierende und kalkschalige  
Foraminiferen, planktische Foraminiferen,  
Schwammnadeln, Muschelfragmente, Pteropoden  
und Bryozoen)

Basaltfragmente, unverwittert (braune Gläser, kantige z.T. poröse  
Basaltfragmente)

Basaltfragmente, verwittert (starkabgerundete Basalte, Fe-  
umkrustete Basalte)

Quarz

Kristallingesteine (Granite, Glimmer, Gneise, Glimmerschiefer,  
granatführende Schiefer)

Sedimentgesteine (graue und graugrüne Tonschiefer; graue, rote  
und schwarze Siltsteine; weißgraue, rote,  
violette und graue Sandsteine; dunkelgraue  
Karbonate)

Die letzten vier Komponentengruppen repräsentieren den lithogenen  
Eiseintrag.

## 2.4 Schweretrennung

Zur geochemischen Analyse charakteristischer vulkanischer Gläser wurde der Glasanteil der Fraktion  $>63\mu\text{m}$  gravimetrisch abgetrennt. Dabei wurde diese Fraktion mit Natriumpolywolframat  $[\text{Na}_6(\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40})]$

der Dichte 2.47 versetzt, um die leichte von der schweren Fraktion in der Laborzentrifuge zu trennen.

### 3. Analytische Verfahren

#### 3.1 Messung stabiler Isotope ( $^{18}\text{O}$ , $^{13}\text{C}$ , $^{14}\text{C}$ )

An der planktischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* sin. EHRENBURG wurden Sauerstoffisotope zur Erstellung einer detaillierten Zeitskala gemessen. Zusätzlich dienten Kohlenstoffisotopenmessungen als stratigraphisches Hilfsmittel. Änderungen im Sauerstoffisotopenverhältnis sind im wesentlichen auf Schwankungen des globalen Eisvolumens zurückzuführen. Eine im Meerwasser temperaturabhängige Sauerstoffisotopenfraktionierung beeinflusst dabei das relative Gleichgewicht von  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  in marinen Kalkschalen. Abrupte Klimaumschwünge dokumentieren sich somit als Wechsel von leichten zu schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und umgekehrt. Weitere stratigraphische Informationen erhält man von Kohlenstoffisotopenzusammensetzungen mariner Kalkschalen (LABEYRIE & DUPLESSY, 1985).

Für die Messung von Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen wurden 20-25 Gehäuse von *N. pachyderma* sin. aus der Fraktion 125-250  $\mu\text{m}$  ausgelesen und unter vorsichtigem Zerkleinern in Methanol gereinigt (vgl. VOGELSANG, 1990).

Die anschließende Messungen der  $^{18}\text{O}$ - und  $^{13}\text{C}$ - Isotope erfolgte im  $^{14}\text{C}$ -Labor des Institutes für Reine und Angewandte Kernphysik an der Universität Kiel. Sie wurden am Finnigan MAT 251 Massenspektrometer durchgeführt. Die Gesamtreproduzierbarkeit für das Massenspektrometer liegt für  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei 0.09‰ und für  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bei 0.07‰.

Für die Alterseinstufung der jüngeren Sedimente wurden zusätzlich an 6 Proben der GKG 019, 06/1 und KAL 20/2  $^{14}\text{C}$ -Datierungen vorgenommen. Die Altersdatierung an einer Muschelschill-Lage aus dem GKG 019 erfolgte im  $^{14}\text{C}$ -Labor des Institutes für Reine und Angewandte Kernphysik.

Die weiteren 5 Proben der Kerne 06/1 und 20/2 wurden mit der  $^{14}\text{C}$ -AMS-Methode datiert. Hierzu wurden jeweils 800 Gehäuse der planktischen Foraminiferen Art *N. pachyderma* sin. ausgelesen. Die für die Messung

notwendige Erstellung von Targets erfolgte am Heidelberger Institut für Umweltphysik (KROMER et al., 1987). Die Messungen wurden anschließend am Institut für Mittelenergie-Physik der ETH Zürich im dortigen 6MV-Van-de-Graaff-Tandembeschleuniger durchgeführt.

Die Interpretation der Sauerstoffisotopenkurven erfolgte in starker Anlehnung an Vogelsang (1990).

Die zeitliche Zuordnung der Sauerstoffisotopen-Events erfolgte nach IMBRIE et al. (1984) und MARTINSON et al. (1987). Die zeitliche Einstufung der Terminationen wurde nach BARD et al. (1987a), VOGELSANG (1990) sowie nach den gemessenen  $^{14}\text{C}$ -AMS-Alter vorgenommen. Das Alter der Vedde-Asche mit 10.6 ka (MANGERUD et al., 1984) diente als zusätzlicher Zeitmarker.

Die Alter zwischen den Altersfixpunkten wurden unter der Annahme linearer Sedimentationsraten in den Intervallen berechnet.

### 3.2 Karbonat- und organische Kohlenstoffanalysen

Es wurden an allen Proben der Gesamtkarbonat- und der organische Kohlenstoffgehalt bestimmt. Hierzu wurde ca. 2g Probenmaterial pulverfein gemahlen und anschließend bei 40°C getrocknet. Die Gesamtkohlenstoff-Doppelbestimmungen erfolgten photometrisch mit einem LECO-Infrarotanalysator. Der eigentliche Messvorgang ist ausführlich bei WOLF (1990) beschrieben. Zur Bestimmung des organischen Kohlenstoffs ( $\text{C}_{\text{org}}$ ) wurde ein Aliquot der pulverisierten Probe mit 0.25n Salzsäure entkarbonatisiert, getrocknet und ebenfalls mit dem LECO-Infrarotanalysator analysiert.

Der zu ermittelnde anorganische Kohlenstoffanteil wurde berechnet nach:

$$(I) \quad C_{\text{anorg}} = C_{\text{gesamt}} - C_{\text{org}}$$

Unter der Voraussetzung, daß der anorganische Kohlenstoff rein als Kalziumkarbonat vorliegt, muß das Ergebnis von (I) mit einem stöchiometrischen Faktor multipliziert werden:

$$(II) \quad \text{CaCO}_3 = C_{\text{anorg}} * 8,33$$

Eine detaillierte Fehlerbetrachtung bei Wolf (1990) zeigt, daß auch niedrig gemessene Werte mit Hilfe dieses Analyseverfahrens zu interpretierbaren Ergebnissen führt.

### 3.3 Röntgenfluoreszenzanalyse

Die chemische Hauptelementzusammensetzung der Gesamtproben wurde an Schmelz-Aufschluß-Tabletten mit einer PHILIPS-Röntgenfluoreszenz-Anlage (PW 1400) des Mineralogischen Instituts der Universität Kiel gemessen. Die Haupt- und Spurenelementanalysen der Oberflächensedimente der GKG 015, 016, 018 und 019 wurden an einem Sequenzröntgenspektrometer Siemens SRS300 des Forschungs- und Entwicklungszentrum N.U.-TECH<sub>GM BH</sub> in Neumünster durchgeführt.

Die Sedimente wurden entsalzt und bei 60°C getrocknet und pulverfein gemahlen. Anschließend wurden die pulverisierten Sedimente bei 1000°C im Glühofen getrocknet und Schmelztabletten aus 5g Lithiumtetraborat ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) und 1g Probenpulver hergestellt. Der Schmelzaufschluß erfolgte in Platintiegeln über einer 4-stufige Brennerkette. Die Schmelze wird dabei automatisch in Platinkokillen überführt, in denen diese langsam abkühlt.

Folgende internationale Standardreferenzproben wurden zur Kalibrierung verwendet: Reines  $\text{SiO}_2$ , MESS-1, BLANK, MRG-1, BM, BX-N, BR, TLM, GSM-1, TB, BCSS-1 und SO-3.

### 3.4 Plasma-Massenspektroskopie

In Hinblick auf die Frage nach eventueller hydrothermaler Aktivität und deren Einfluß auf die Sedimentation wurde eine Reihe ausgesuchter Spurenelemente mit der Plasma-Massenspektroskopie (ICP-MS) gemessen.

#### 3.4.1 Aufschlußverfahren

Folgende Reagenzien wurden für diesen Aufschluß verwendet:

Flußsäure (HF), 40%ig, MERCK #338

Salpetersäure (HNO<sub>3</sub>), 65%ig, BAKER #6080

Perchlorsäure (HClO<sub>4</sub>), 60%ig, MERCK #518

deionisiertes Wasser, <0.05µS (aus MILLI-Q Anlage)

Für die quantitative Erfassung der Spurenelemente inklusive des Seltenen Erden Spektrums wurde das Druckaufschluß-Verfahren angewendet:

250mg getrocknete, entsalzene und pulverisierte Probemenge wurde in Teflontiegeln eingewogen, mit 2ml HClO<sub>4</sub> versetzt und 2 Stunden im geschlossenen Behälter bei 180°C oxidiert. Es folgte nach Abkühlen auf 60°C und Zugabe von 5ml HF ein erneuter Druckaufschluß von 5 Stunden bei 180°C. Danach wurde auf 60°C abgekühlt.

Das Abrauchen des Rückstandes bis zur Trockene erfolgte bei einem stetigen Temperaturanstieg von 100°C bis 190°C in einer Zeit von 11 Stunden.

Der getrocknete Rückstand wurde anschließend mit 3ml HNO<sub>3</sub> und 3ml HF versetzt, 3 Stunden im geschlossenen Behälter bei 180°C gehalten und wiederum bis zur Trockene abgeraucht. Dann wurde der getrocknete Rückstand mit 0.5ml 1%-HNO<sub>3</sub> und 1ml H<sub>2</sub>O<sub>deionis.</sub> aufgenommen, in einen 50ml-Meßkolben überführt und bis zur Meßmarke mit letzterem aufgefüllt.

#### 3.4.2 Spurenelementbestimmung mit der ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Source Mass Spectrometry)

Die Konzentrationen von 33 Spurenelementen wurden mit der VG Plasma-Quad PQ 1 ICP-MS des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Kiel analysiert. Für die Eichung wurden Multielement-Standardlösungen in wässriger Form verwendet. Die verwendeten Eichkurven waren in der Regel durch mindestens zwei Konzentrationen definiert. Als interne Standards wurden Indium und Rhenium verwendet. Ferner wurde zur Kontrolle der Analysenergebnisse bei jeder Meßreihe mindestens eine geeignete internationale Standardreferenzprobe gemessen und eine Reihe von Doppelmessungen an Einzelproben zeigten das Maß



der Reproduzierbarkeit an.

Elemente, die überwiegend in refraktären Mineralien gebunden sind (Zr und Schwere Seltene Erden), konnten mittels des Druckaufschlußverfahrens nicht vollständig gelöst werden und müssen daher semi-quantitativ betrachtet werden.

Die Proben der Kerne 845-2,3, 855-1 und 856-2 zeigen für Vanadium und Arsen überhöhte Werte aufgrund von Chloridinterferenzen, die auf Abdampfrückstände von  $\text{HClO}_4$  zurückzuführen sind. Diese Elemente sind in den Datensätzen nicht berücksichtigt worden. Das Element Zirkon zeigte hier ebenfalls schlechte Meßergebnisse und wurde daher ebenfalls nicht berücksichtigt.

#### 4. Statistische Verfahren

##### 4.1 Clusteranalyse

Die Clusteranalyse erlaubt aus einer Vielzahl von Objekten (hier: Proben) die einander ähnlichen Objekte in Gruppen (Cluster) zusammenzufassen.

Dabei werden zwei Phasen durchlaufen:

- 1) Messung von Ähnlichkeit (Distanz) zwischen den Objekten
- 2) Verknüpfung ähnlicher Objekte

Als Ähnlichkeits- bzw. Distanzmaß dient in der hier angewendeten Clusteranalyse die nicht standardisierte, quadrierte Tanimoto-Distanz (alle Objekte werden gleich gewichtet). Für die Cluster-Analyse wurde das Verfahren nach WARD (1963), das mit dem Programm ST-STATISTIK V2.6 (SciLab GmbH) auf einem Atari-Computer durchgeführt wurde, angewendet.

Von einem 162 Proben umfassenden Gesamtdatensatz wurden 136 Proben mit 29 Elementanalysen für die Clusteranalyse verwendet.

22 Proben der Kerne 845-2,3, 855-1 und 856-2 sowie der Oberflächen-sedimente 015, 016, 018 und 019 wurden aufgrund fehlender Analysen für einige Spurenelemente (s. Anlage A-11 bis A-13) dem Gesamtdatensatz entnommen.

Es ist nur Lanthan als Vertreter der SEE für die statistische Analyse verwendet worden. Die Seltenen Erden Elemente (SEE) weisen

insgesamt eine starke Korrelation zueinander auf, was zu einer zu starken Überbetonung dieser Elemente führen würde.

Das Element As mußte dem Datensatz entfernt werden, da einige Proben mit fehlenden Analysen für As nach ihren 'missing values' gruppiert wurden. Ein weiteres Problem zeigte sich für Proben mit sehr hohen Ba-Werten, da durch die Clusteranalyse eine starke Spreizung nach Ba erfolgte und diesen Proben anschließend ein überdurchschnittlich hohes Ähnlichkeitsmaß zugeordnet wurde. Daraufhin wurde auch Ba aus dem Grunddatensatz entfernt.

#### 4.2 Faktorenanalyse

Die Faktorenanalyse untersucht die internen Beziehungen einer Gruppe von Variablen (hier: Elemente/Elementoxide). Sie ermöglicht es, die vielen Variablen einer Datensammlung durch eine kleinere Zahl von theoretisch unabhängigen Merkmalen zu ersetzen, die sogenannten Faktoren, ohne den Informationsgehalt der Variablen Gesamtheit wesentlich zu verringern (SCHROLL, 1975).

Vor der Durchführung der Faktorenanalyse muß zunächst die Wahl des Korrelationskoeffizienten erfolgen. Die Anwendung des Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten setzt eine Normalverteilung der Daten voraus. Treten jedoch sogenannte 'Ausreißer' auf, so führen diese bei der Berechnung von parametrischen Korrelationskoeffizienten zu verzerrten Ergebnissen. Dabei führt ein einzelner Extremwert bei Daten, die ansonsten keine Korrelation zueinander aufweisen, zur Berechnung eines signifikant hohen Korrelationskoeffizienten.

Da die eigenen Datensätze keine Normalverteilung darstellen und Extremwerte vorliegen wird in dem hier angewendeten multivariaten Verfahren der nichtparametrische Spearman-Rang-Korrelationskoeffizient (mind. 99%-Signifikanzniveau) als Maß für die gegenseitige Korrelation zweier Variablen angewandt.

Die Faktorenanalyse wird nach dem Programm ST-STATISTIK V2.6 in drei Schritten ausgeführt:

- a) Aufstellung einer Matrix von Korrelationskoeffizienten zwischen den Variablen;
- b) Extraktion der Eigenwerte und Eigenvektoren aus der Korrelations-

- matrix, um die Hauptfaktoren zu erhalten;
- c) Varimax-Rotation der Hauptfaktoren, um einfache Strukturen im multi-dimensionalen Variablenraum aufzusuchen.

Dabei sollten sich nur wenige Faktoren ergeben, die bei hohen Kommunalitäten einen hohen Prozentsatz der Gesamtvarianz erklären.

Für die Faktorenanalyse wurde der selbe Datensatz von 136 Proben und 29 Elementen wie für die Clusteranalyse verwendet.

Detaillanalysen wurden mit den Daten der 21 Oberflächensedimente und mit den 115 Kernsedimenten des Gesamtdatensatzes durchgeführt.

#### 4.3 Student-t-Verfahren

Das Student-t-Verfahren ermöglicht, die Vertrauensgrenzen des Mittelwertes einer Grundgesamtheit anzugeben.

Dabei wird eine Maßzahl für die Abweichung verschiedener Stichprobenmittelwerte ( $x_s$ ) vom Mittelwert der Grundgesamtheit ( $x$ ) ermittelt. Das Intervall um die  $x_s$ -Werte, das  $x$  miteinschließen soll, heißt Vertrauensbereich. Durch Veränderung der Größe des Vertrauensbereiches mit Hilfe eines entsprechenden Faktors ( $t$ ) läßt sich festlegen, wie sicher die Aussage ist, daß der Vertrauensbereich den Mittelwert ( $x$ ) der Grundgesamtheit enthält. Wählt man den Faktor ( $t$ ) so, daß die Aussage in 99% aller gleichartigen Fälle zu Recht und in 1% aller gleichartigen Fälle zu Unrecht besteht, so gilt das mit 99% statistischer Sicherheit der Vertrauensbereich den Mittelwert  $x$  der Grundgesamtheit enthält (SACHS, 1984).

Es gilt für annähernd normal verteilte Grunddatensätze die Beziehung

$$l = t * s / \sqrt{(N-1)}$$

$l$  = Vertrauensbereich

$s$  = Standardabweichung

$N$  = Anzahl der untersuchten Proben

$t$  = Faktor aus Standardnormalverteilung

#### IV ERGEBNISSE

##### 1. Zusammensetzung und Verteilung der Oberflächensedimente

Zunächst wird eine allgemeine Beschreibung der Oberflächensedimente gegeben.

Anschließend werden die sedimentologischen Ergebnisse der einzelnen Oberflächenproben dargestellt. 30 Oberflächenproben wurden anhand von Grobfraktions- und Korngrößenanalysen untersucht, um die rezenten Sedimentationsverhältnisse zu charakterisieren und spätere Veränderungen in den Kernen zu dokumentieren. An 26 Oberflächenproben zwischen 67°N und 69°N wurden zusätzlich Sinkgeschwindigkeitsanalysen durchgeführt, um über die Sinkgeschwindigkeitsverteilung Rückschlüsse auf erodierende und sortierende Prozesse zu ziehen.

##### 1.1 Allgemeine Sedimentbeschreibung

In Abb. 7 sind drei unterschiedliche Lithologie-Provinzen für die Oberflächensedimente dargestellt.

Die Oberflächensedimente, die aus dem zentralen südlichen Rückenabschnitt gewonnen wurden (015, 016, 018, 019, 23/1, 02/2 und 16/2) zeichnen sich durch einen hohen Anteil vulkanischer Aschen mit einem geringen Tonanteil aus. Die Oberflächensedimente der übrigen Sedimentstationen sind durch braune sandig-siltige Tone mit teilweise feinverteilten dunklen vulkanischen Komponenten gekennzeichnet. Im östlichen Bereich der Spar-Fracture Zone und im nördlichen Rückenabschnitt fällt ein relativ hoher Gehalt an planktischen Foraminiferen auf.

Einige Oberflächensedimente (03/1, 04/1, 05/1) aus der Spar-Fracture Zone weisen neben vereinzelt Dropstones noch zahlreiche kantige Basaltfragmente auf, die eine Größe von mehreren Zentimetern erreichen.



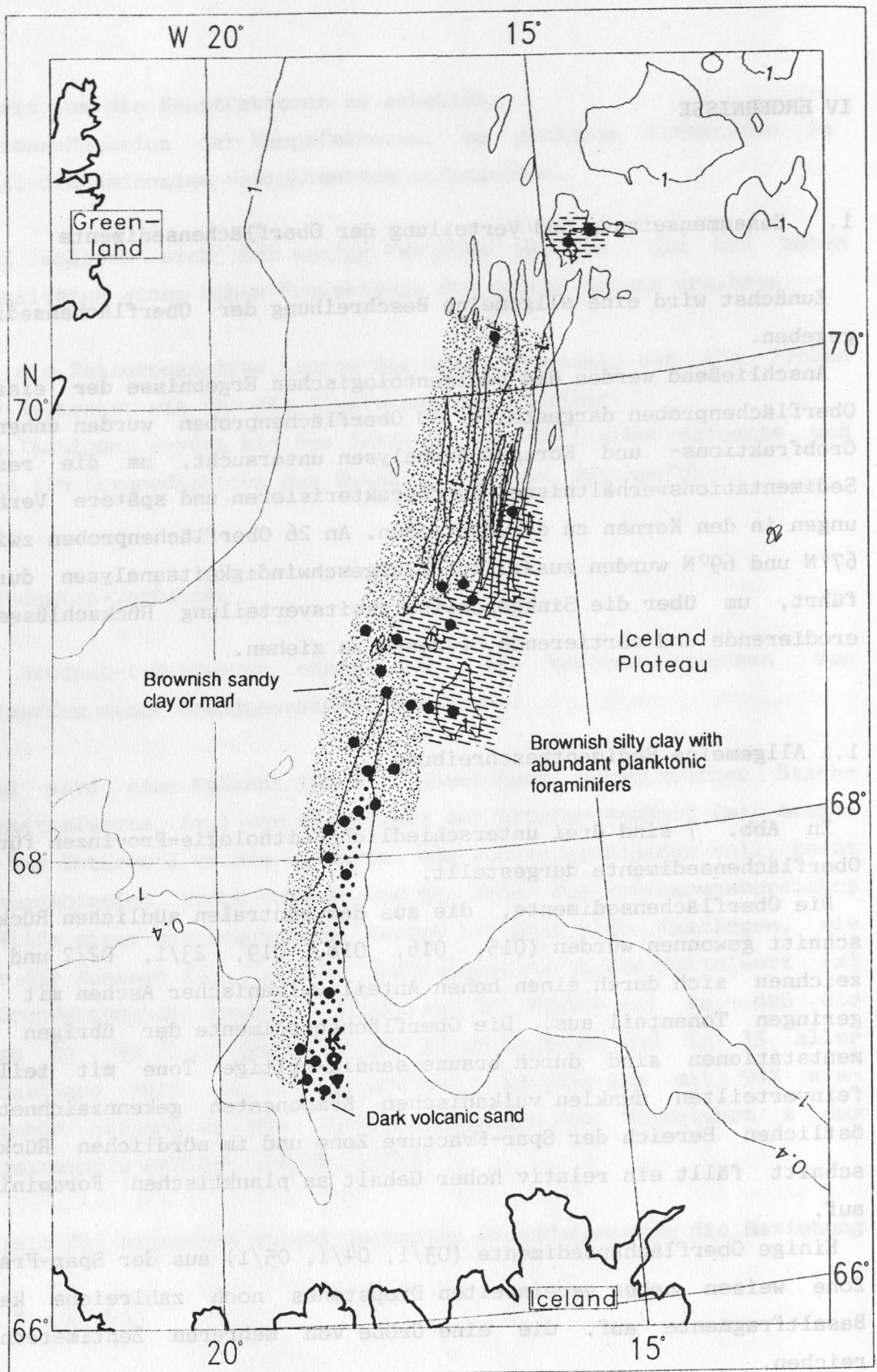


Abb. 7: Verteilungsmuster der untersuchten Oberflächensedimentlithologien

## 1.2 Korngrößen- und Sinkgeschwindigkeitsverteilung

Die Korngrößenverteilung der Oberflächenproben ist durch eine Zunahme der Ton- und Siltfraktion ( $<63\mu\text{m}$ ) von der Rückenachse bis in die angrenzenden Becken gekennzeichnet. Der Anteil der Grobfraktion ist mit 60 bis 98 Gew.-% in den Rückensedimenten von 015, 016, 018, 019, 02/1, 16/1 und 23/1 deutlich höher als in den Beckensedimenten von 014, 01/1, 03/1, 19/1, 20/1 und 21/1 (3 bis 61 Gew.-%). Erhöhte Grobfraktionsanteile (72.5 Gew.-%) lassen sich im Oberflächensediment

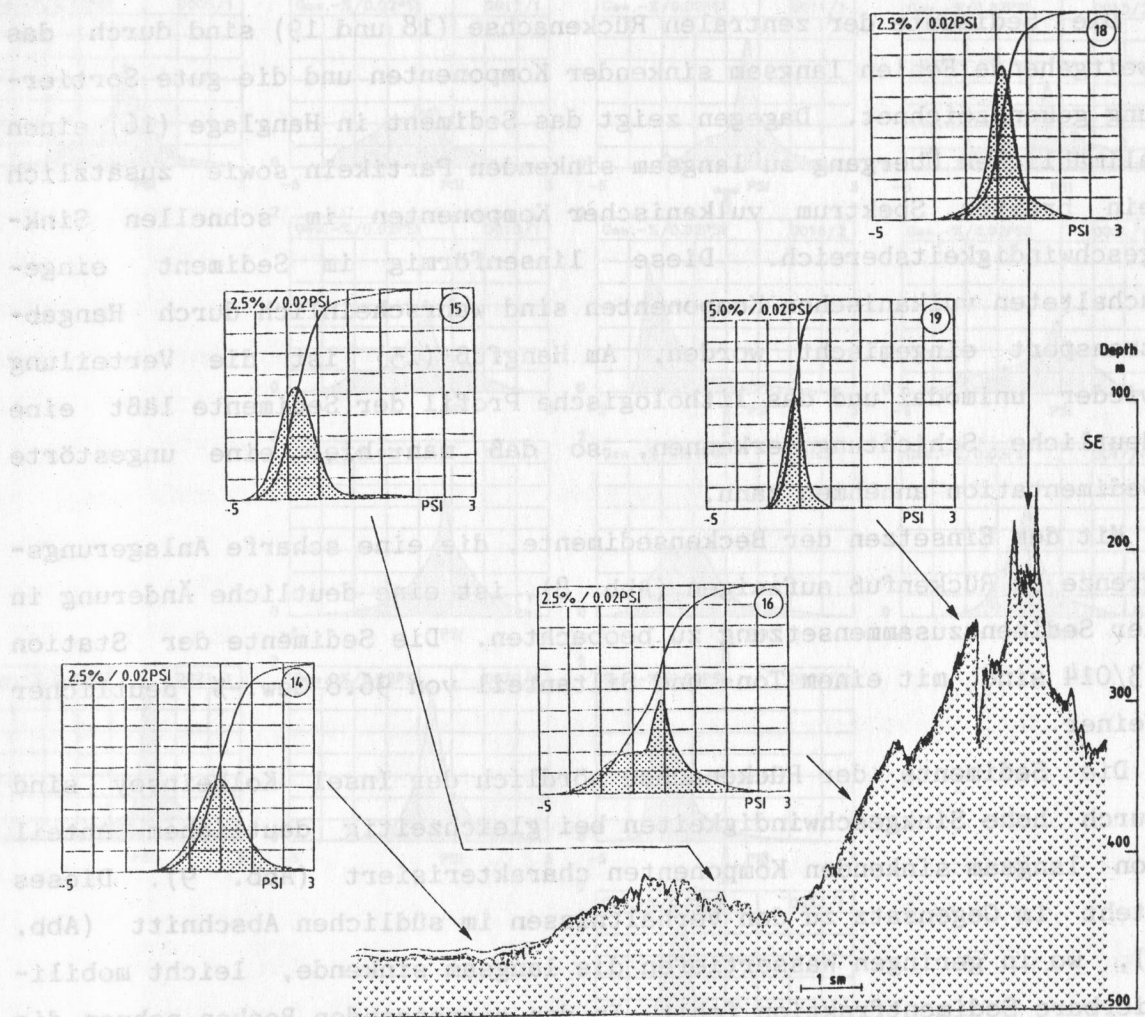


Abb. 8: 3.5 kHz-Profil mit Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der Oberflächensedimente von GKG 13/014, 13/015, 13/016, 13/018 und 13/019 quer zur südlichen Rückenachse (aus LACKSCHEWITZ et al., in press)



von 17/1 im östlichen Beckenbereich beobachten. Stark schwankende Grobfraktionsanteile zeigen die Oberflächenproben im Bereich der Spar-Fracture Zone mit einem maximalen Wert von 88 Gew.-% an der Station 04/1. Die nördlichen Proben 852-1 und 855-1 sind mit 7.5 bis 23.8 Gew.-% durch niedrige Grobfraktionswerte gekennzeichnet. Abb. 8 zeigt die Verteilung nach der Sinkgeschwindigkeit (PSI) der Oberflächen-sedimente in den verschiedenen Positionen quer zur südlichen Rückenachse. Die Verteilungen unterscheiden sich nach der Lage der Modalwerte, dem Grad der Sortierung sowie Ausbildung der schnellen (linke Seite) und langsamen (rechte Seite) Enden.

Die Sedimente der zentralen Rückenachse (18 und 19) sind durch das weitgehende Fehlen langsam sinkender Komponenten und die gute Sortierung gekennzeichnet. Dagegen zeigt das Sediment in Hanglage (16) einen allmählichen Übergang zu langsam sinkenden Partikeln sowie zusätzlich ein breites Spektrum vulkanischer Komponenten im schnellen Sinkgeschwindigkeitsbereich. Diese linsenförmig im Sediment eingeschalteten vulkanischen Komponenten sind wahrscheinlich durch Hangabtransport eingemischt worden. Am Hangfuß (15) ist die Verteilung wieder unimodal und das lithologische Profil der Sedimente läßt eine deutliche Schichtung erkennen, so daß man hier eine ungestörte Sedimentation annehmen kann.

Mit dem Einsetzen der Beckensedimente, die eine scharfe Anlagerungsgrenze am Rückenfuß aufzeigen (Abb. 8), ist eine deutliche Änderung in der Sedimentzusammensetzung zu beobachten. Die Sedimente der Station 13/014 sind mit einem Ton- und Siltanteil von 96.8 Gew.-% deutlicher feiner.

Die Sedimente der Rückenachse nördlich der Insel Kolbeinsey sind durch hohe Sinkgeschwindigkeiten bei gleichzeitig deutlichem Anteil von langsam sinkenden Komponenten charakterisiert (Abb. 9). Dieses steht im Gegensatz zu den Verhältnissen im südlichen Abschnitt (Abb. 8), wo in geringen Wassertiefen die langsam sinkende, leicht mobilisierbare Sedimentfraktion fehlt. In den angrenzenden Becken nehmen die modalen Sinkgeschwindigkeiten ab und die Sortierung nimmt zu.

Während die Sedimente des südlichen Bereichs annähernd monomodale Sinkgeschwindigkeitsverteilungen haben, sind die Kurven im Bereich der Spar-Fracture-Zone meist polymodal.

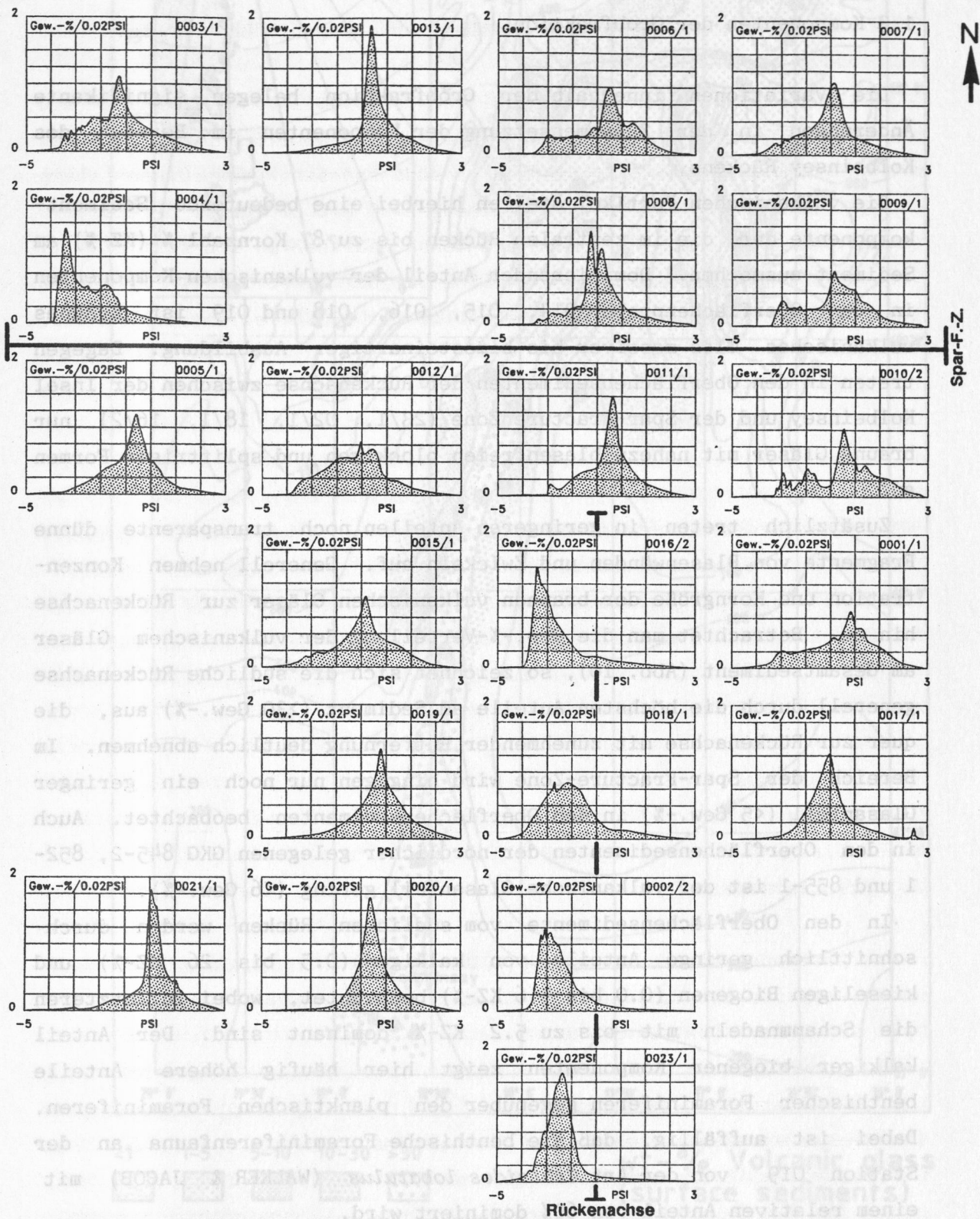


Abb. 9: Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der Oberflächensedimente nördlich der Insel Kolbeinsey bis 69°N (aus LACKSCHEWITZ et al., in press)



### 1.3 Komponenten der Grobfraktion

Die Variationen innerhalb der Grobfraktion belegen signifikante Änderungen in der Zusammensetzung der Komponenten im Bereich des Kolbeinsey Rückens.

Die vulkanischen Partikel stellen hierbei eine bedeutende Sedimentkomponente dar, die im zentralen Rücken bis zu 87 Kornzahl-% (KZ-%) am Sediment ausmachen. Dominierender Anteil der vulkanischen Komponenten in den Oberflächenproben 014, 015, 016, 018 und 019 ist braunes vulkanisches Glas massiver bis bimssteinartiger Ausbildung. Dagegen treten in den Oberflächensedimenten der Rückenachse zwischen der Insel Kolbeinsey und der Spar-Fracture Zone (23/1, 02/1, 18/1, 16/2) nur braune Gläser mit nahezu blasenfreien blockigen und splittrigen Formen auf.

Zusätzlich treten in geringeren Anteilen noch transparente dünne Fragmente von Blasenwänden und Zwickeln auf. Generell nehmen Konzentration und Korngröße der braunen vulkanischen Gläser zur Rückenachse hin zu. Betrachtet man die Gew.-%-Verteilung der vulkanischen Gläser am Gesamtsediment (Abb. 10), so zeichnet sich die südliche Rückenachse generell durch die höchsten Anteile am Sediment (>30 Gew.-%) aus, die quer zur Rückenachse mit zunehmender Entfernung deutlich abnehmen. Im Bereich der Spar-Fracture-Zone wird hingegen nur noch ein geringer Glasanteil (<5 Gew.-%) in den Oberflächensedimenten beobachtet. Auch in den Oberflächensedimenten der nördlicher gelegenen GKG 845-2, 852-1 und 855-1 ist der vulkanische Glasanteil gering (<6 Gew.-%).

In den Oberflächensedimenten vom südlichen Rücken werden durchschnittlich geringe Anteile von kalkigen (0.5 bis 26 KZ-%) und kieseligen Biogenen (0.0 bis 5.6 KZ-%) beobachtet, wobei in letzteren die Schammnadeln mit bis zu 5.2 KZ-% dominant sind. Der Anteil kalkiger biogener Komponenten zeigt hier häufig höhere Anteile benthischer Foraminiferen gegenüber den planktischen Foraminiferen. Dabei ist auffällig, daß die benthische Foraminiferenfauna an der Station 019 von der Art *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB) mit einem relativen Anteil von 60% dominiert wird.

Die östliche Region der Spar-Fracture Zone und auch der nordöstliche Rückenabschnitt ist durch vergleichsweise hohe Karbonatgehalte (7.0-28.5 KZ-%), verbunden mit einem hohen Anteil an planktischen Foraminiferen (40-80 KZ-%), gekennzeichnet. Das Oberflächensediment des GKG



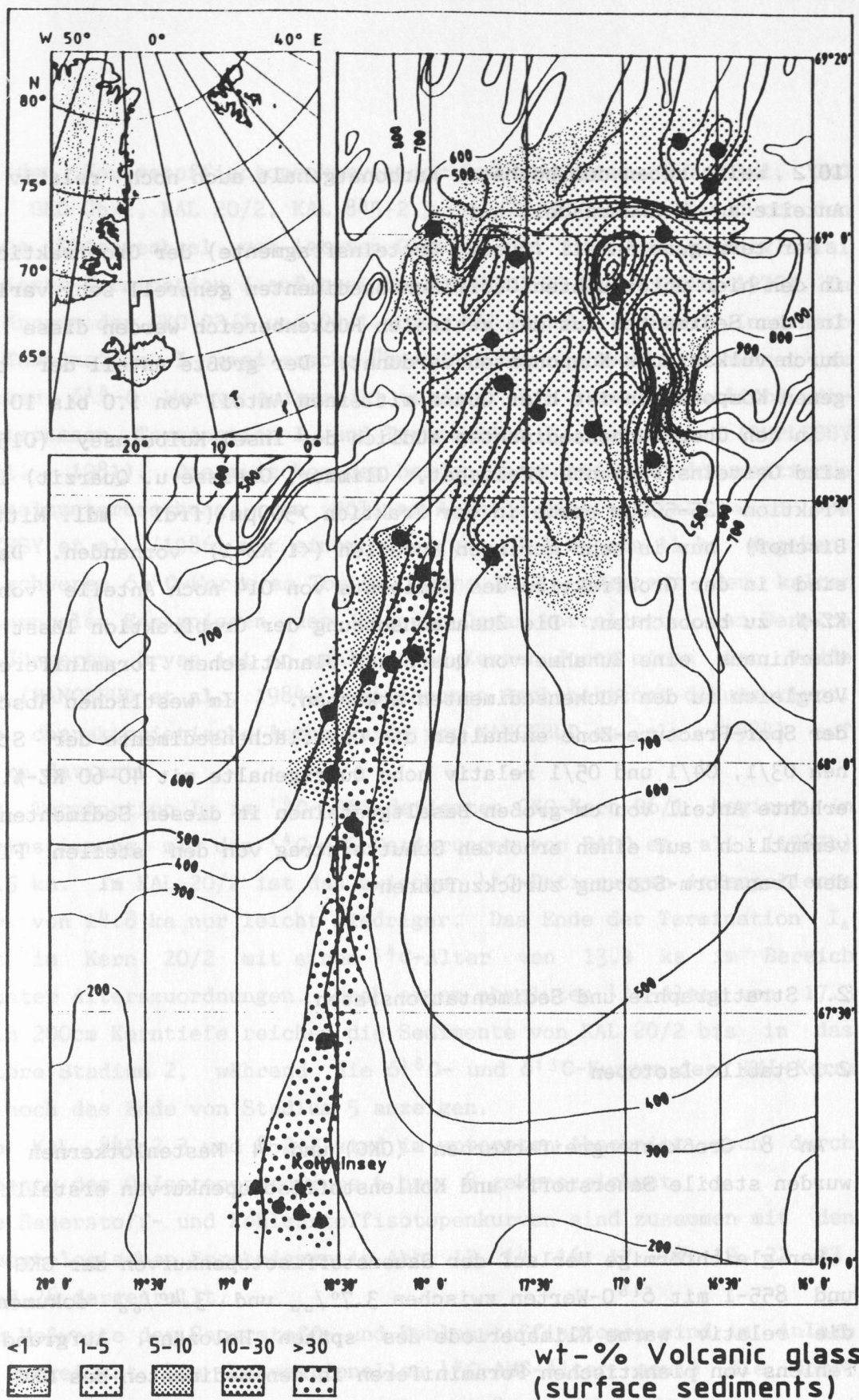


Abb. 10: Verbreitungsmuster von vulkanischem Glas (Gew.-%) der Oberflächensedimente zwischen 67°N und 69°N (verändert nach LACKSCHEWITZ et al., in press).

10/2 weist neben dem höchsten Karbonatgehalt auch noch relativ hohe Anteile an Schwammnadeln auf.

Der terrigene Anteil (Quarz, Gesteinsfragmente) der Grobfraction ist in den hier untersuchten Oberflächensedimenten generell sehr variabel. In den Sedimenten aus dem zentralen Rückenbereich werden diese stark durch vulkanische Komponenten verdünnt. Der größte Anteil der terrigenen Komponenten ist hier Quarz mit einem Anteil von 1.0 bis 10 KZ-%.

In den Oberflächensedimenten südlich der Insel Kolbeinsey (015-019) sind Gesteinsfragmente (Feldspat, Glimmer, Gneisse u. Quarzit) in der Fraktion 125-500µm sowie in der Fraktion >500µm (frdl. mdl. Mitt., J. Bischof) nur in sehr geringen Anteilen (<1 KZ-%) vorhanden. Dagegen sind in der Grobfraction des Sediments von 014 noch Anteile von 6.9 KZ-% zu beobachten. Die Zusammensetzung der Grobfraction lässt darüberhinaus eine Zunahme von Quarz und planktischen Foraminiferen im Vergleich zu den Rückensedimenten erkennen. Im westlichen Abschnitt der Spar-Fracture-Zone enthalten die Oberflächensedimente der Stationen 03/1, 04/1 und 05/1 relativ hohe Quarzgehalte mit 40-60 KZ-%. Der erhöhte Anteil von cm-großen Basaltgesteinen in diesen Sedimenten ist vermutlich auf einen erhöhten Schutteintrag von den steilen Flanken der Transform-Störung zurückzuführen.

## 2. Stratigraphie und Sedimentationsraten

### 2.1 Stabile Isotopen

An 8 Großkastengreiferkernen (GKG) und 4 Kastenlotkernen (KAL) wurden stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenkurven erstellt.

Der gleichförmige Verlauf der Sauerstoffisotopenkurven der GKG 10/2 und 855-1 mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen 3.7‰ und 3.4‰ dokumentiert die relativ warme Klimaperiode des späten Holozäns. Aufgrund des Fehlens von planktischen Foraminiferen in den Sedimenten des GKG 20/1 kann für das Holozän keine Sauerstoffisotopen-Stratigraphie erstellt werden. GKG 845-2 und KAL 845-3 können mit Hilfe der  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte korreliert werden. Eine Übereinstimmung ergibt sich, wenn die KAL-Teufen um -20cm korrigiert werden. Im folgenden werden GKG und KAL 845 gemeinsam als Kern 845-2,3 aufgeführt.

In den Sauerstoffisotopenkurven der Sedimentkerne GKG 03/1, GKG 04/1, GKG 06/1, KAL 20/2, KAL 845-2,3 und KAL 852-1 ist die durch den raschen Klimawechsel vom letzten Glazial zum heutigen Interglazial definierte Termination I aufgezeichnet (BROECKER & VAN DONK, 1970). In den Kurven der GKG 03/1 und 04/1 sowie KAL 845-1,2 können innerhalb der Termination I zwei rasche Übergänge von jeweils schweren zu leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten aufgezeigt werden, die zwei deutliche Abschmelzphasen, Termination I<sub>A</sub> und Termination I<sub>B</sub>, darstellen (DUPLESSY et al., 1981). Die zwischen den beiden Terminationen dokumentierte Abschmelzunterbrechung, das Bölling/Alleröd Interstadial, wird von DUPLESSY et al. (1986) mit einem Alter von 13.3 ka bis 11 ka. angeben. Die schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte am Top des Kerns 20/2 wurden mit den kalten kontinentalen Ereignissen der Jüngeren Dryas korreliert. Der Bereich der Jüngeren Dryas ist in zahlreichen Kernen durch einen der Vedde Asche (MANGERUD et al., 1984) zugewiesenen Aschehorizont dokumentiert. Diese charakteristische Asche wurde von MANGERUD et al. (1984) auf 10.6 ka datiert.

Die Termination I<sub>A</sub> im  $^{14}\text{C}$ -AMS-datierten GKG-Kern 06/1 beginnt in Übereinstimmung mit den  $^{14}\text{C}$ -AMS-Datierungen von BARD et al. (1987b) vor 15 ka. Im KAL 20/2 ist das zwischen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen interpolierte Alter von 14.8 ka nur leicht niedriger. Das Ende der Termination I<sub>A</sub> liegt im Kern 20/2 mit einem  $^{14}\text{C}$ -Alter von 13.4 ka im Bereich bekannter Alterszuordnungen. Nach einem absoluten  $^{14}\text{C}$ -Alter von 17.3 ka in 200cm Kerntiefe reichen die Sedimente von KAL 20/2 bis in das mittlere Stadium 2, während die  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven des KAL-Kerns 17/2 noch das Ende von Stadium 5 anzeigen.

Die KAL 845-2,3 und 852-2 sind im untersten Abschnitt noch durch Sedimente des 0-Isotopenstadiums 6 bzw. 8 gekennzeichnet.

Die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenkurven sind zusammen mit den sedimentologischen Ergebnissen in Abb. 13, 14, 16, 17, 18, 19, 22, 23, 25 und 26 dargestellt.

Die Meßwerte der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen sind in Anlage A-7 aufgeführt. Die konventionellen  $^{14}\text{C}$ -AMS-Alter sowie die übernommenen Altersfixpunkte sind in Anlage A-8 angegeben.

## 2.2 Lineare Sedimentationsraten

Die absoluten  $^{14}\text{C}$ -AMS-Alter zusammen mit den Altern aus der Sauerstoffisotopenstratigraphie bilden in dieser Arbeit die Grundlage für die Berechnung von linearen Sedimentationsraten (LSR). Zur Berechnung wurde eine Interpolation zwischen den einzelnen absolut und relativ bestimmten Altern durchgeführt. Die linearen LSR wurden nach EHRMANN & THIEDE (1985) in cm/1000 Jahre (cm/ky) bestimmt und für fünf Kerne in Abb. 11 und 12 dargestellt. Da keine Oberflächenalter vorliegen, können die LSR erst für die Zeit ab dem frühen Holozän aufgezeigt werden.

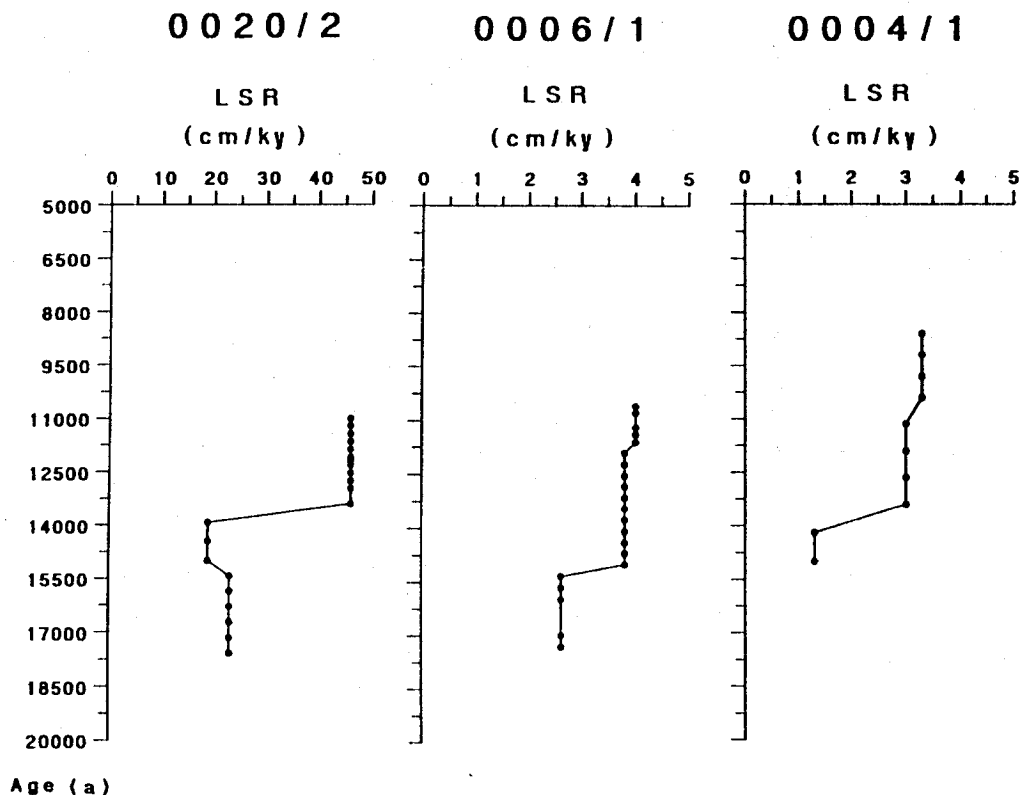


Abb. 11: Lineare Sedimentationsraten der Sedimentkerne 0020/2, 0006/1 und 0004/1. Man beachtete die unterschiedliche Skalierung.

Die LSR entlang des Kolbeinsey Rückens schwanken im Spätquartär zwischen 1.3cm und 46cm/ky.

Maximale Sedimentationsraten von 19 cm bis 46cm/ky werden im Kern 20/2 vom südwestlichen Kolbeinsey Rücken während der letzten Eisabschmelzphasen erreicht (Abb. 11). In den GKG 06/1 und 04/1 sind die



LSR deutlich niedriger. Auffällig sind die relativ hohen LSR von 9cm/ky während der Termination IA im Kern 845-2,3 (Abb. 12) gegenüber nur 1.3cm/ky im GKG 04/1 (Abb. 11).

In den 0-Isotopenstadien 2 bis 5 liegen die LSR zwischen 1.0 und 3.5cm/ky (Abb. 12). Höhere LSR können dann wieder für das obere 0-Isotopenstadium 6 beobachtet werden. Der nordwestliche Abschnitt des Kolbeinsey-Rückens (KAL 852-2) ist im unteren 0-Isotopenstadium 6 bis zum oberen 0-Isotopenstadium 8 durch LSR von <3cm/ky gekennzeichnet.

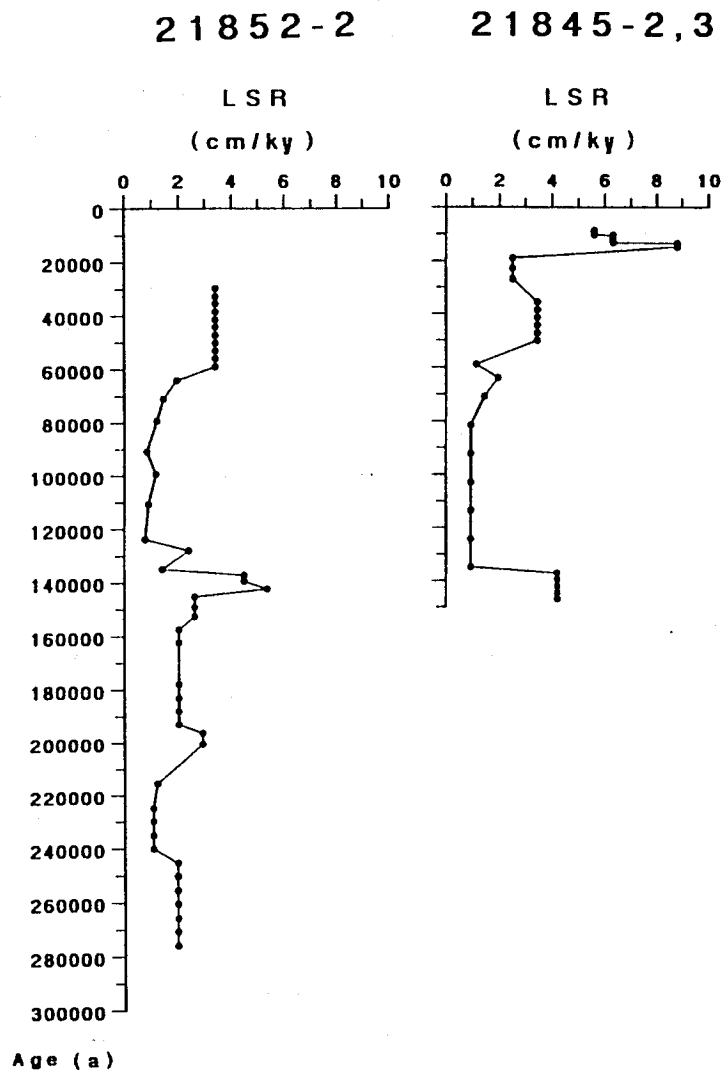


Abb. 12: Lineare Sedimentationsraten der Sedimentkerne 21845-2,3 und 21852-2

### 3. Sedimente der Großkastengreifer und Kastenlote

Anhand der sedimentologischen Untersuchungen an 20 GKG-Kernen und 1 KAL-Kern werden die Veränderungen in der Grobfraktion (125-500µm bzw. 63-500µm) vom Rezenten bis zum letzten Glazial aufgezeigt. Die Ergebnisse von 13 GKG-Kernen und 1 KAL-Kern sind dabei in den Abb. 13-26 graphisch dargestellt. Die Zusammensetzung älterer Sedimentabschnitte (0-Isotopenstadien 2-8) wird im Anschluß durch die Sedimente von 3 KAL-Kernen beschrieben.

Die sedimentologischen Ergebnisse werden mit zunehmender Kernteufe neben Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen-Kurven mit Stadiengrenzen und  $^{14}\text{C}$ -Alter dargestellt. Gleichartige Zusammensetzungen und Veränderungen einzelner Kerne innerhalb verschiedener Rückenabschnitte werden gemeinsam beschrieben.

Die sedimentologischen Ergebnisse sind für alle untersuchten GKG- und KAL-Kerne in den Anlagen A-1 bis A-6 aufgelistet. Die Ergebnisse der Grobfraktionsanalyse werden in Kornzahlprozent (KZ-%) angegeben.

#### 3.1 Allgemeine Sedimentbeschreibung

Im Bereich der Spar-Fracture Zone und im nördlichen Rückenabschnitt sind die Sedimentprofile der Großkastengreifer (GKG) durch braune sandig-siltige Tone charakterisiert. Innerhalb der Profile wurden häufig dunkelgraue Linsen mit sandigem Material beobachtet. In den Sedimentprofilen der GKG 20/1 und 21/1 westlich der südlichen Rückenachse werden die obersten braunen sandig-siltigen Sedimente von einem dunkelgrauen siltigen Ton unterlagert. In fast allen GKG-Profilen konnte immer wieder gröberes klastisches und kristallines Material beobachtet werden. Auffällig waren hierbei ein Horizont mit gröberem Gesteinskomponenten im GKG 04/1 in 16 bis 22cm und im GKG 842-2 in 29 bis 31cm Kerntiefe. Bei der Station 10/2 am Top eines Seamounts östlich der Spar-Fracture Zone in einer Wassertiefe von 522 m wurden auf der Sedimentoberfläche und innerhalb der oberen Sedimentlagen autochtone Kieselschwämme, verfüllt mit Sediment, beobachtet. Die Kieselschwämme waren besiedelt mit benthischen Foraminiferen und Bryozoen.

0010/2

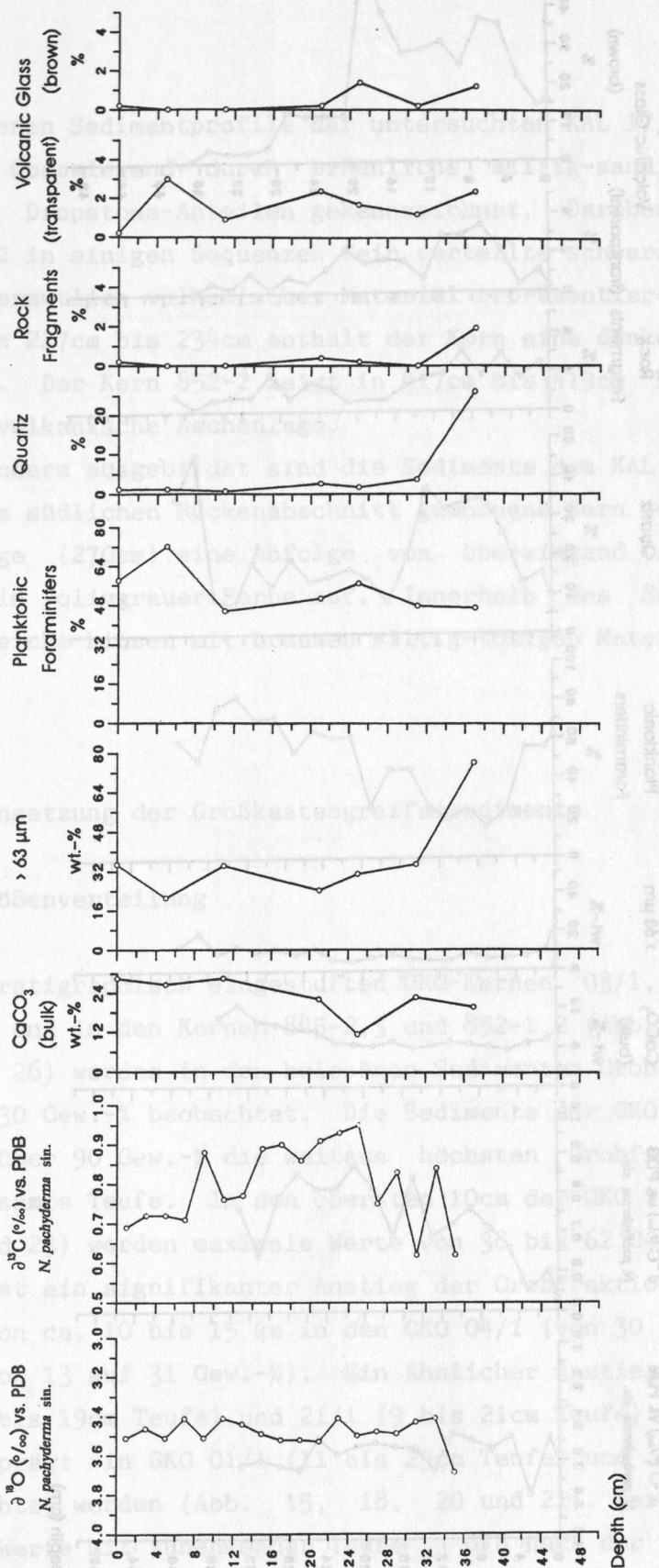


Abb. 13: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie zusammen mit den sedimentologischen Parametern des GKG 0010/2 (Komponenten der Grobfraktion in Kornzahlprozent).



21855-1

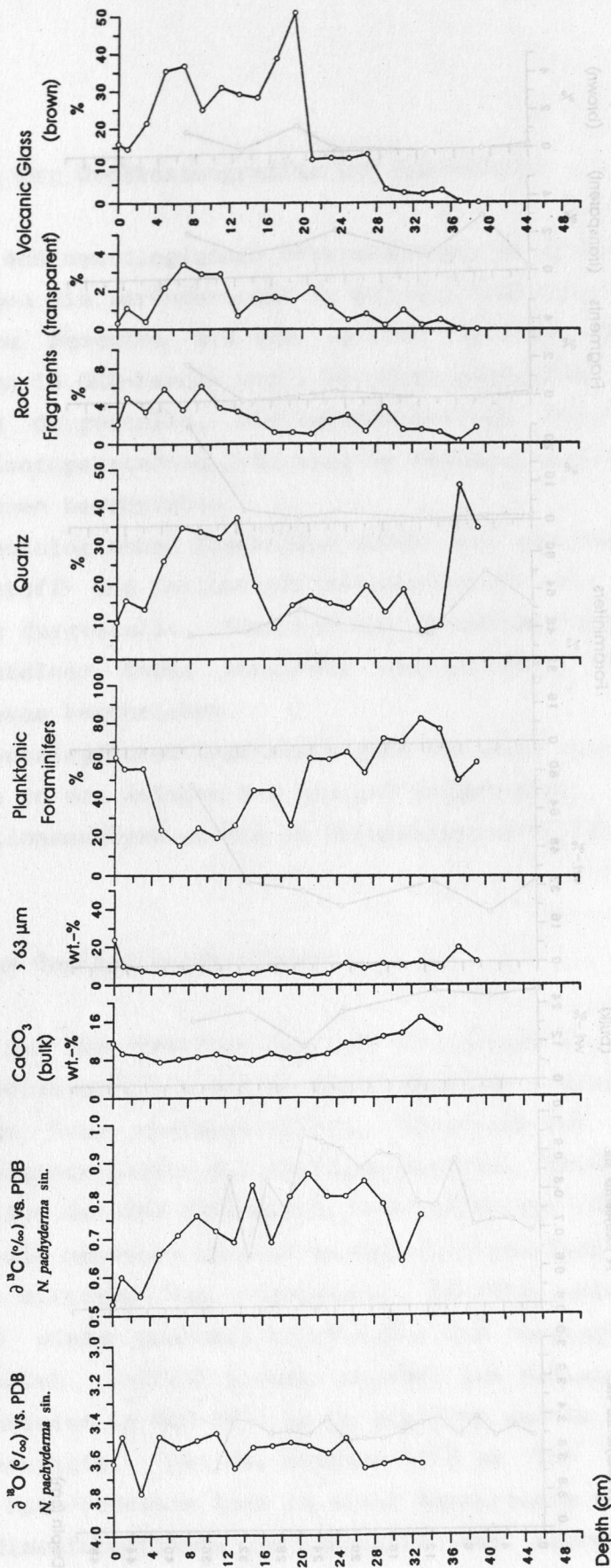


Abb. 14: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie zusammen mit den sedimentologischen Parametern des GKG 21855-1 (Komponenten der Grobfraction in Kornzahlprozent).

Die gewonnenen Sedimentprofile der untersuchten KAL 17/2, 845-3 und 852-2 sind überwiegend durch bräunliche siltig-sandige Tone mit variierenden Dropstone-Anteilen gekennzeichnet. Darüberhinaus weist der Kern 17/2 in einigen Sequenzen fein verteilte schwarze Komponenten auf, die vermutlich vulkanisches Material repräsentieren. In einer Kerntiefe von 227cm bis 234cm enthält der Kern eine dunkelgraue sandig siltige Lage. Der Kern 852-2 zeigt in 417cm bis 419cm Kerntiefe eine ausgeprägte vulkanische Aschenlage.

Deutlich anders ausgebildet sind die Sedimente des KAL 20/2. Dieser westlich vom südlichen Rückenabschnitt gewonnene Kern weist über die gesamte Länge (270cm) eine Abfolge von überwiegend siltig-tonigen Sedimenten in olivgrauer Farbe auf. Innerhalb des Sedimentprofils wurden zahlreiche Linsen mit braunen siltig-tonigen Material beobachtet.

### 3.2 Zusammensetzung der Großkastengreifersedimente

#### 3.2.1 Korngrößenverteilung

In den stratigraphisch eingestuften GKG-Kernen 03/1, 04/1, 06/1, 10/2, 855-1 und in den Kernen 845-2,3 und 852-1,2 (Abb. 13, 14, 16, 17, 19, 15, 26) werden in den holozänen Sedimenten Grobfraktionswerte von 10 bis 30 Gew.-% beobachtet. Die Sedimente der GKG 018 und 019 zeigen mit über 90 Gew.-% die weitaus höchsten Grobfraktionsanteile über die gesamte Teufe. In den obersten 10cm der GKG 17/1 und 20/1 (Abb. 22 und 23) werden maximale Werte von 38 bis 62 Gew.-% erreicht. Auffällig ist ein signifikanter Anstieg der Grobfraktion während des Zeitraumes von ca. 10 bis 15 ka in den GKG 04/1 (von 30 auf 46 Gew.-%) und 06/1 (von 13 auf 31 Gew.-%). Ein ähnlicher Anstieg kann für die GKG 05/1 (9 bis 19cm Teufe) und 21/1 (9 bis 21cm Teufe) sowie weniger stark ausgeprägt in GKG 01/1 (11 bis 25cm Teufe) und 15/1 (17 bis 21cm) beobachtet werden (Abb. 15, 18, 20 und 21). Darauf folgt eine Abnahme der Werte mit zunehmender Teufe, die nach der Stratigraphie der Kerne 04/1 und 06/1 um 15 ka einsetzt.

Bemerkenswert ist der hohe Grobfraktionsanteil von 92,5 Gew.-% an der Basis des GKG 03/1.



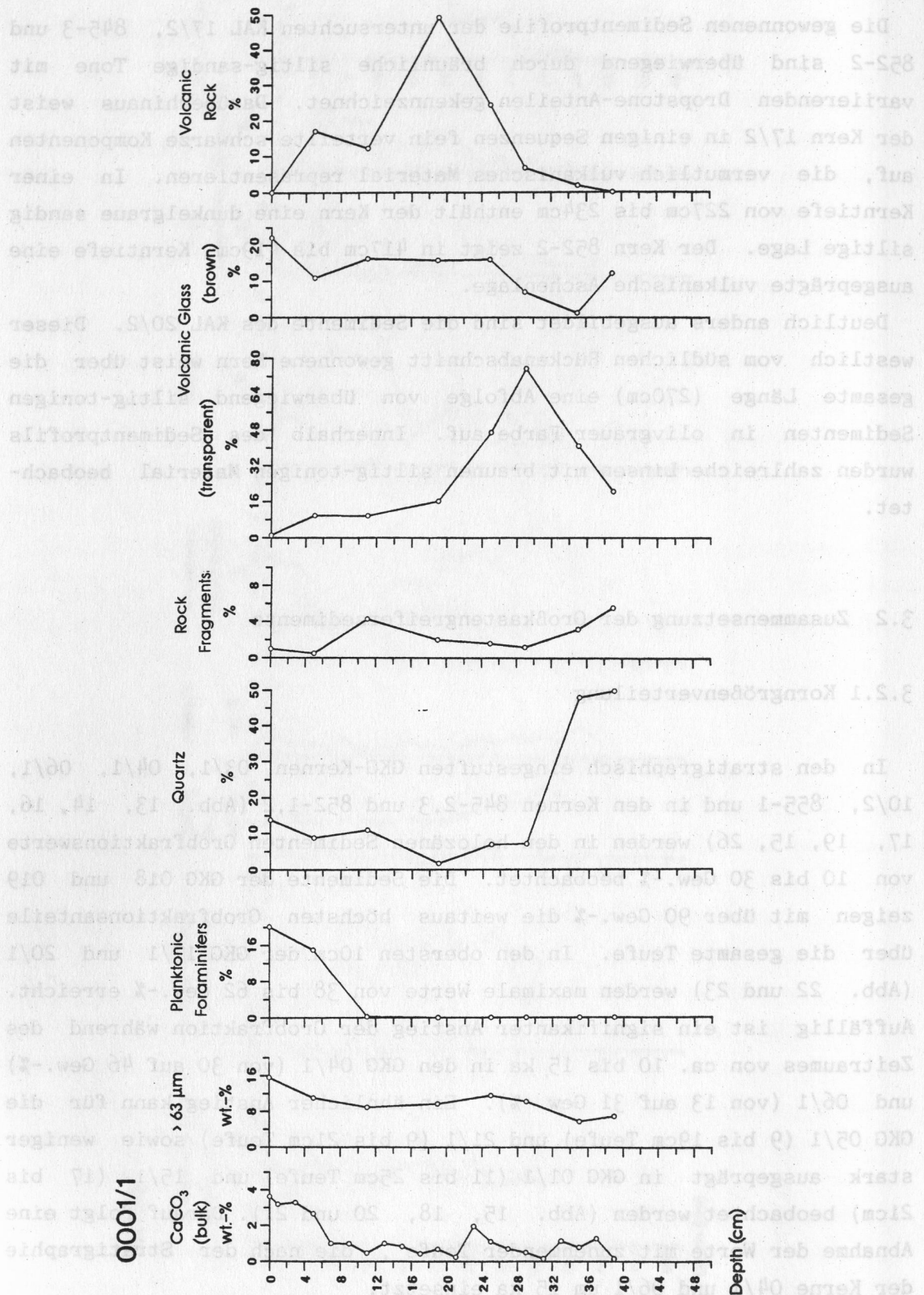
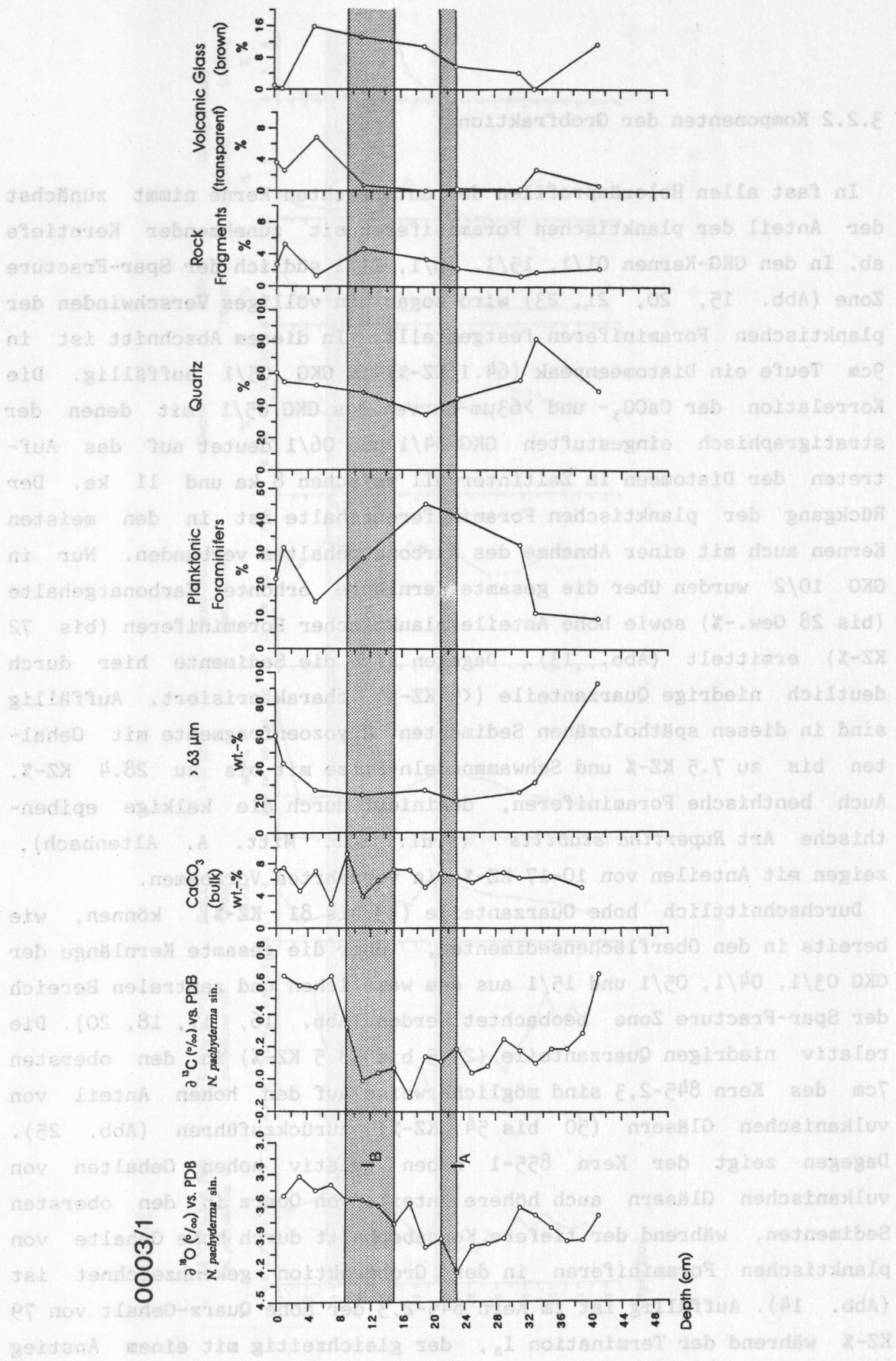


Abb. 15: Sedimentologische Parameter des GKG 0001/1 (Komponenten der Grobfraction in Kornzahlprozent).



**Abb. 16:** Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie zusammen mit den sedimentologischen Parametern des GKG 0003/1 (Komponenten der Grobfraktion in Kornzahlprozent).



### 3.2.2 Komponenten der Grobfraktion

In fast allen Holozänprofilen der untersuchten Kerne nimmt zunächst der Anteil der planktischen Foraminiferen mit zunehmender Kerntiefe ab. In den GKG-Kernen 01/1, 15/1, 20/1, 21/1 südlich der Spar-Fracture Zone (Abb. 15, 20, 21, 23) wird sogar ein völliges Verschwinden der planktischen Foraminiferen festgestellt. In diesem Abschnitt ist in 9cm Teufe ein Diatomeenpeak (64.1 KZ-%) im GKG 05/1 auffällig. Die Korrelation der  $\text{CaCO}_3$ - und  $>63\mu\text{m}$ -Kurven des GKG 05/1 mit denen der stratigraphisch eingestuften GKG 04/1 und 06/1 deutet auf das Auftreten der Diatomeen im Zeitintervall zwischen 8 ka und 11 ka. Der Rückgang der planktischen Foraminiferengehalte ist in den meisten Kernen auch mit einer Abnahme des Karbonatgehaltes verbunden. Nur in GKG 10/2 wurden über die gesamte Kernlänge erhöhte Karbonatgehalte (bis 28 Gew.-%) sowie hohe Anteile planktischer Foraminiferen (bis 72 KZ-%) ermittelt (Abb. 13). Dagegen sind die Sedimente hier durch deutlich niedrige Quarzanteile ( $<5$  KZ-%) charakterisiert. Auffällig sind in diesen spätholozänen Sedimenten Bryozoenfragmente mit Gehalten bis zu 7.5 KZ-% und Schwammnadeln-Filze mit bis zu 28.4 KZ-%. Auch benthische Foraminiferen, dominiert durch die kalkige epibenthische Art *Rupertina stabilis* (frdl. mdl. Mitt. A. Altenbach), zeigen mit Anteilen von 10-17 KZ-% ein vermehrtes Vorkommen.

Durchschnittlich hohe Quarzanteile (33 bis 81 KZ-%) können, wie bereits in den Oberflächensedimenten, über die gesamte Kernlänge der GKG 03/1, 04/1, 05/1 und 15/1 aus dem westlichen und zentralen Bereich der Spar-Fracture Zone beobachtet werden (Abb. 16, 17, 18, 20). Die relativ niedrigen Quarzanteile (29.5 bis 38.5 KZ-%) in den obersten 7cm des Kern 845-2,3 sind möglicherweise auf den hohen Anteil von vulkanischen Gläsern (50 bis 54 KZ-%) zurückzuführen (Abb. 25). Dagegen zeigt der Kern 855-1 neben relativ hohen Gehalten von vulkanischen Gläsern auch höhere Anteile von Quarz in den obersten Sedimenten, während der tiefere Kernabschnitt durch hohe Gehalte von planktischen Foraminiferen in der Grobfraktion gekennzeichnet ist (Abb. 14). Auffällig ist im Kern 845-2,3 der hohe Quarz-Gehalt von 79 KZ-% während der Termination  $I_B$ , der gleichzeitig mit einem Anstieg der Gesteinsfragmente von 2.7 bis 8.0 KZ-% verbunden ist.

Zunehmende planktische Foraminiferenanteile kennzeichnen die Sedimente des nördlichen und südlichen Rückenabschnittes vom späten





0005/1

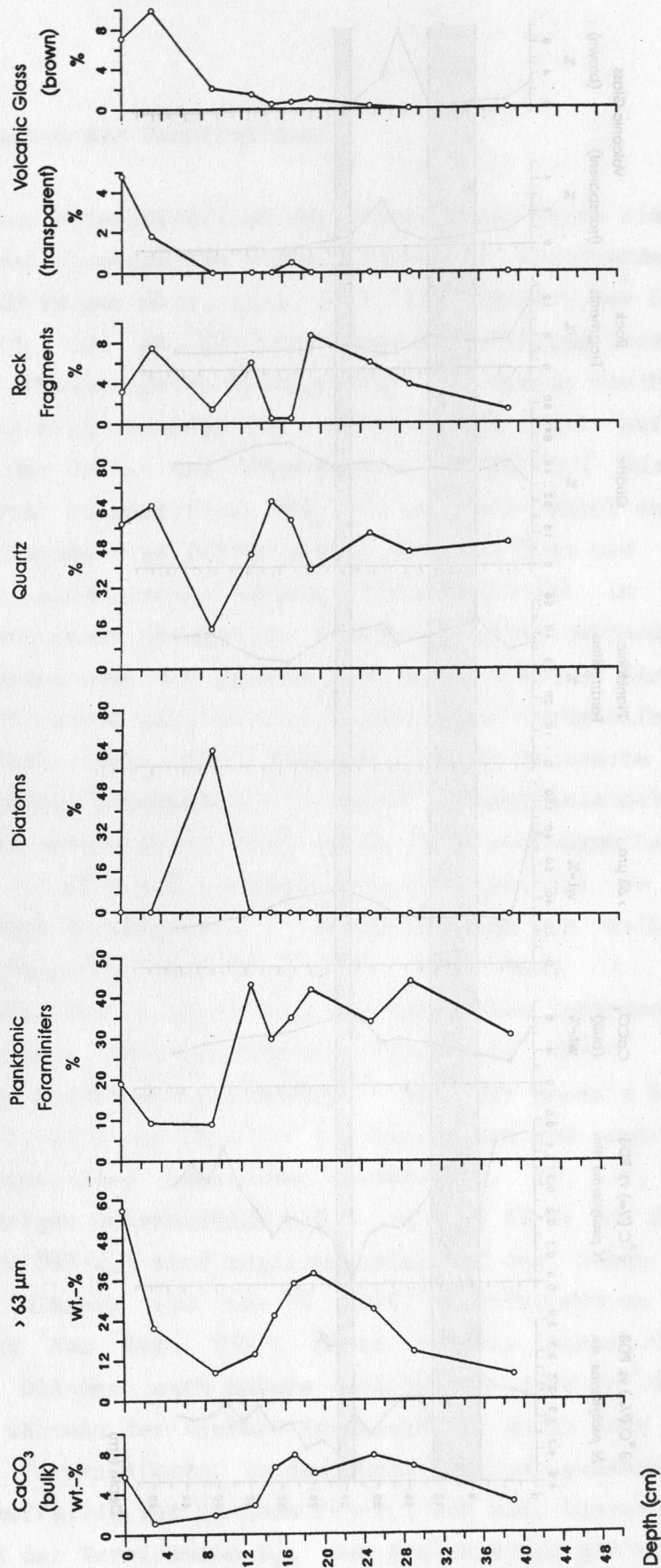


Abb. 18: Sedimentologische Parameter des GKG 0005/1 (Komponenten der Grobfraktion in Kornzahlprozent).



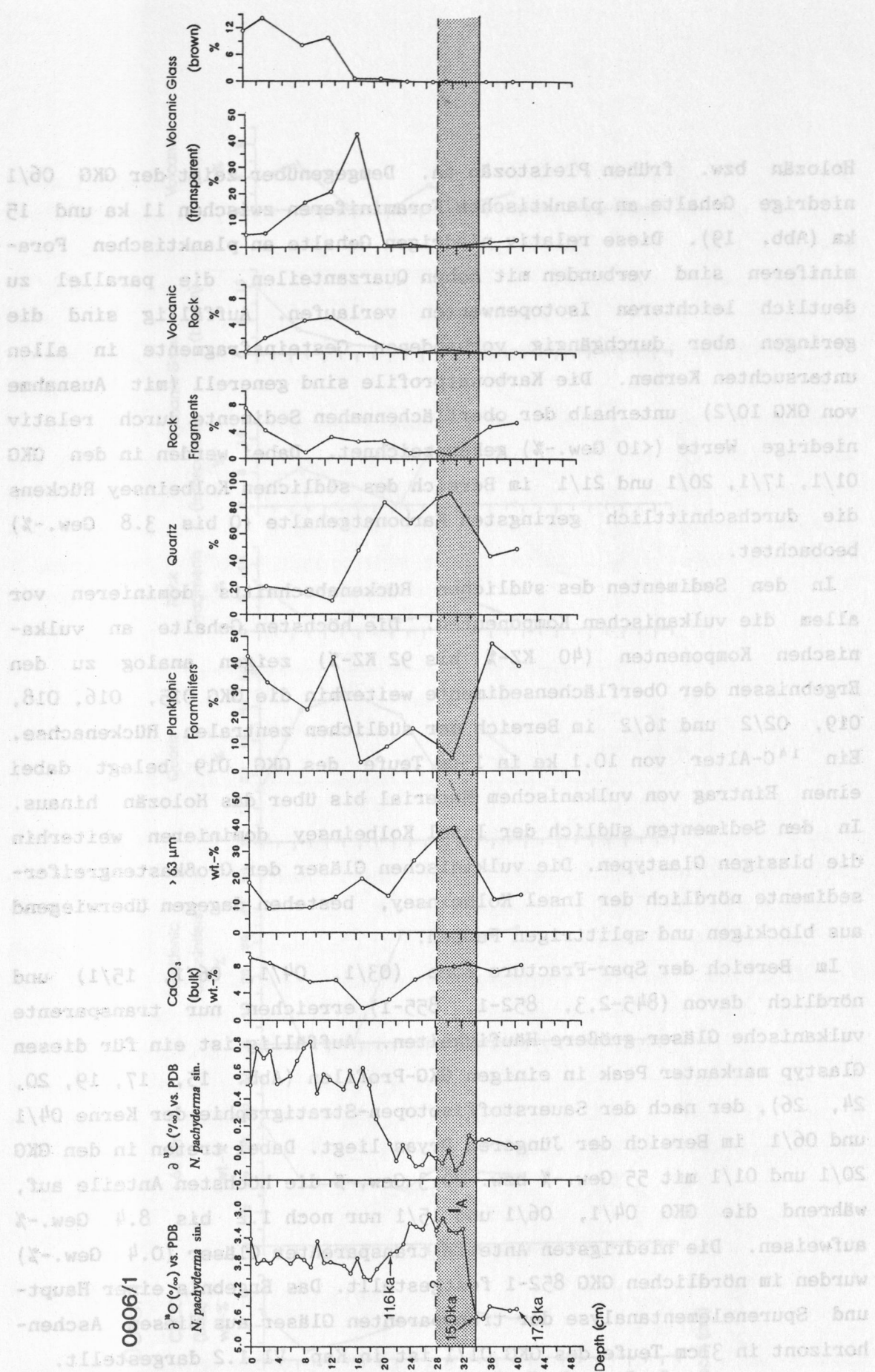


Abb. 19: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie mit AMS-<sup>14</sup>C-Alter zusammen mit den sedimentologischen Parametern des GKG 0006/1 (Komponenten der Grobfraktion in Kornzahlprozent).

Holozän bzw. frühen Pleistozän an. Demgegenüber zeigt der GKG 06/1 niedrige Gehalte an planktischen Foraminiferen zwischen 11 ka und 15 ka (Abb. 19). Diese relativ niedrigen Gehalte an planktischen Foraminiferen sind verbunden mit hohen Quarzanteilen, die parallel zu deutlich leichteren Isotopenwerten verlaufen. Auffällig sind die geringen aber durchgängig vorhandenen Gesteinsfragmente in allen untersuchten Kernen. Die Karbonatprofile sind generell (mit Ausnahme von GKG 10/2) unterhalb der oberflächennahen Sedimente durch relativ niedrige Werte (<10 Gew.-%) gekennzeichnet. Dabei werden in den GKG 01/1, 17/1, 20/1 und 21/1 im Bereich des südlichen Kolbeinsey Rückens die durchschnittlich geringsten Karbonatgehalte (0 bis 3.8 Gew.-%) beobachtet.

In den Sedimenten des südlichen Rückenabschnitts dominieren vor allem die vulkanischen Komponenten. Die höchsten Gehalte an vulkanischen Komponenten (40 KZ-% bis 92 KZ-%) zeigen analog zu den Ergebnissen der Oberflächensedimente weiterhin die GKG 015, 016, 018, 019, 02/2 und 16/2 im Bereich der südlichen zentralen Rückenachse. Ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von 10.1 ka in 15cm Teufe des GKG 019 belegt dabei einen Eintrag von vulkanischem Material bis über das Holozän hinaus. In den Sedimenten südlich der Insel Kolbeinsey dominieren weiterhin die blasigen Glastypen. Die vulkanischen Gläser der Großkastengreifer-sedimente nördlich der Insel Kolbeinsey, bestehen dagegen überwiegend aus blockigen und splittrigen Formen.

Im Bereich der Spar-Fracture Zone (03/1, 04/1, 06/1, 15/1) und nördlich davon (845-2,3, 852-1, 855-1) erreichen nur transparente vulkanische Gläser größere Häufigkeiten. Auffällig ist ein für diesen Glastyp markanter Peak in einigen GKG-Profilen (Abb. 15, 17, 19, 20, 24, 26), der nach der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie der Kerne 04/1 und 06/1 im Bereich der Jüngerer Dryas liegt. Dabei treten in den GKG 20/1 und 01/1 mit 55 Gew.-% bzw. 20.3 Gew.-% die höchsten Anteile auf, während die GKG 04/1, 06/1 und 15/1 nur noch 1.2 bis 8.4 Gew.-% aufweisen. Die niedrigsten Anteile transparenter Gläser (0.4 Gew.-%) wurden im nördlichen GKG 852-1 festgestellt. Das Ergebnis einer Haupt- und Spurenelementanalyse der transparenten Gläser aus diesem Aschenhorizont in 31cm Teufe des GKG 01/1 ist in Kap. VI 1.2 dargestellt.

Neben den farblosen Gläsern, die mit stark unterschiedlichen Anteilen auftreten, werden auch vereinzelt braune scherbenförmige, blockige und blasenreiche Gläser in dem Aschenhorizont der Jüngerer



0015/1

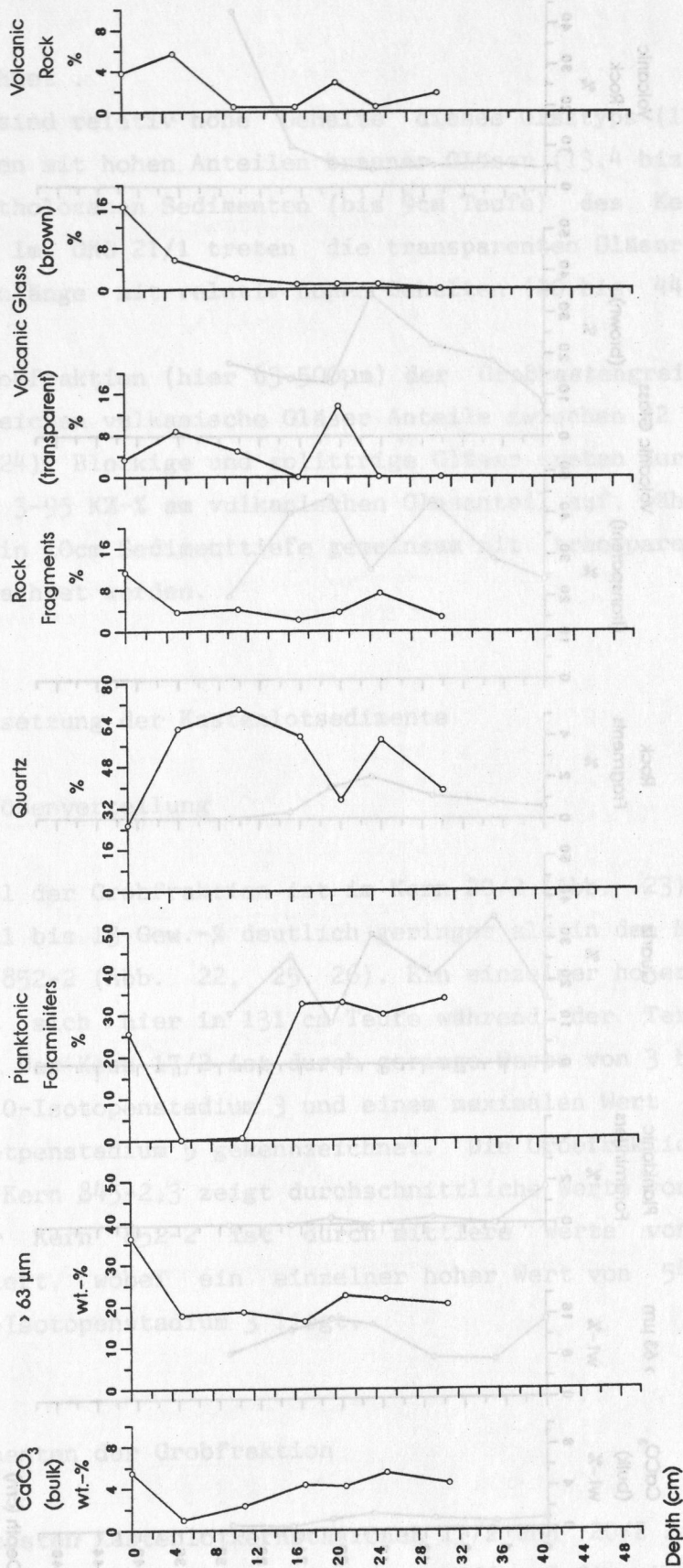


Abb. 20: Sedimentologische Parameter des GKG 0015/1 (Komponenten der Grobfraktion in Kornzahlprozent).

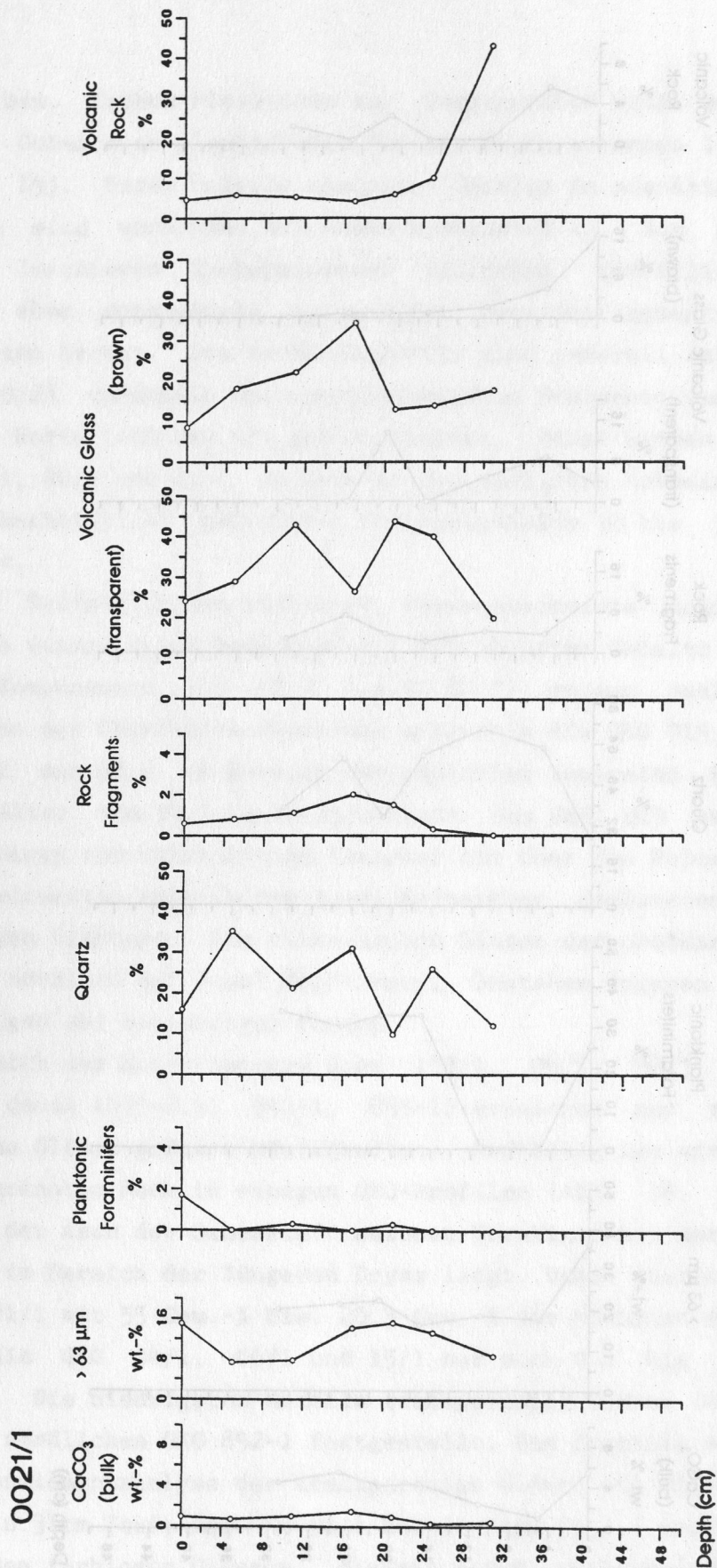


Abb. 21: Sedimentologische Parameter des GKG 0021/1 (Komponenten der Grobfraktion in Kornzahlprozent).

Dryas beobachtet .

Auffällig sind relativ hohe Gehalte dieses Glastyps (17.4 bis 24.0 KZ-%) zusammen mit hohen Anteilen brauner Gläser (13.4 bis 34.8 KZ-%) in den spätholozänen Sedimenten (bis 9cm Teufe) des Kerns 845-2,3 (Abb. 25). Im GKG 21/1 treten die transparenten Gläser über die gesamte Kernlänge mit relativ hohen Gehalten (20 bis 44 KZ-%) auf (Abb. 21).

In der Grobfraktion (hier 63-500µm) der Großkastengreifersedimente von 20/1 erreichen vulkanische Gläser Anteile zwischen 32 KZ-% und 80 KZ-% (Abb. 24). Blockige und splittrige Gläser treten durchgehend mit Anteilen von 3-95 KZ-% am vulkanischen Glasanteil auf, während blasige Gläser nur in 10cm Sedimenttiefe gemeinsam mit transparenten dünnen Gläsern beobachtet werden.

### 3.3 Zusammensetzung der Kastenlotssedimente

#### 3.3.1 Korngrößenverteilung

Der Anteil der Grobfraktion ist im Kern 20/2 (Abb. 23) mit durchschnittlich 1 bis 13 Gew.-% deutlich geringer als in den Kernen 17/2, 845-2,3 und 852-2 (Abb. 22, 25, 26). Ein einzelner hoher Wert mit 35 Gew.-% läßt sich hier in 131 cm Teufe während der Termination I<sub>A</sub> beobachten. Der Kern 17/2 ist durch geringe Werte von 3 bis 11 Gew.-% im oberen 0-Isotopenstadium 3 und einem maximalen Wert von 50% im oberen 0-Isotopenstadium 5 gekennzeichnet. Die Grobfraktion der Sedimente des Kern 845-2,3 zeigt durchschnittliche Werte von 10 bis 27 Gew.-%. Der Kern 852-2 ist durch mittlere Werte von 12 Gew.-% charakterisiert, wobei ein einzelner hoher Wert von 54 Gew.-% im untersten 0-Isotopenstadium 3 liegt.

#### 3.3.2 Komponenten der Grobfraktion

Die südlichsten Kastenlotkernstationen 17/2 und 20/2 liegen östlich und westlich des Rückens und reflektieren die Sedimentation beiderseits des südlichen Rückenabschnitts. In den Abb. 22, 23 und 24 sind die sedimentologischen und stratigraphischen Ergebnisse wiedergegeben.



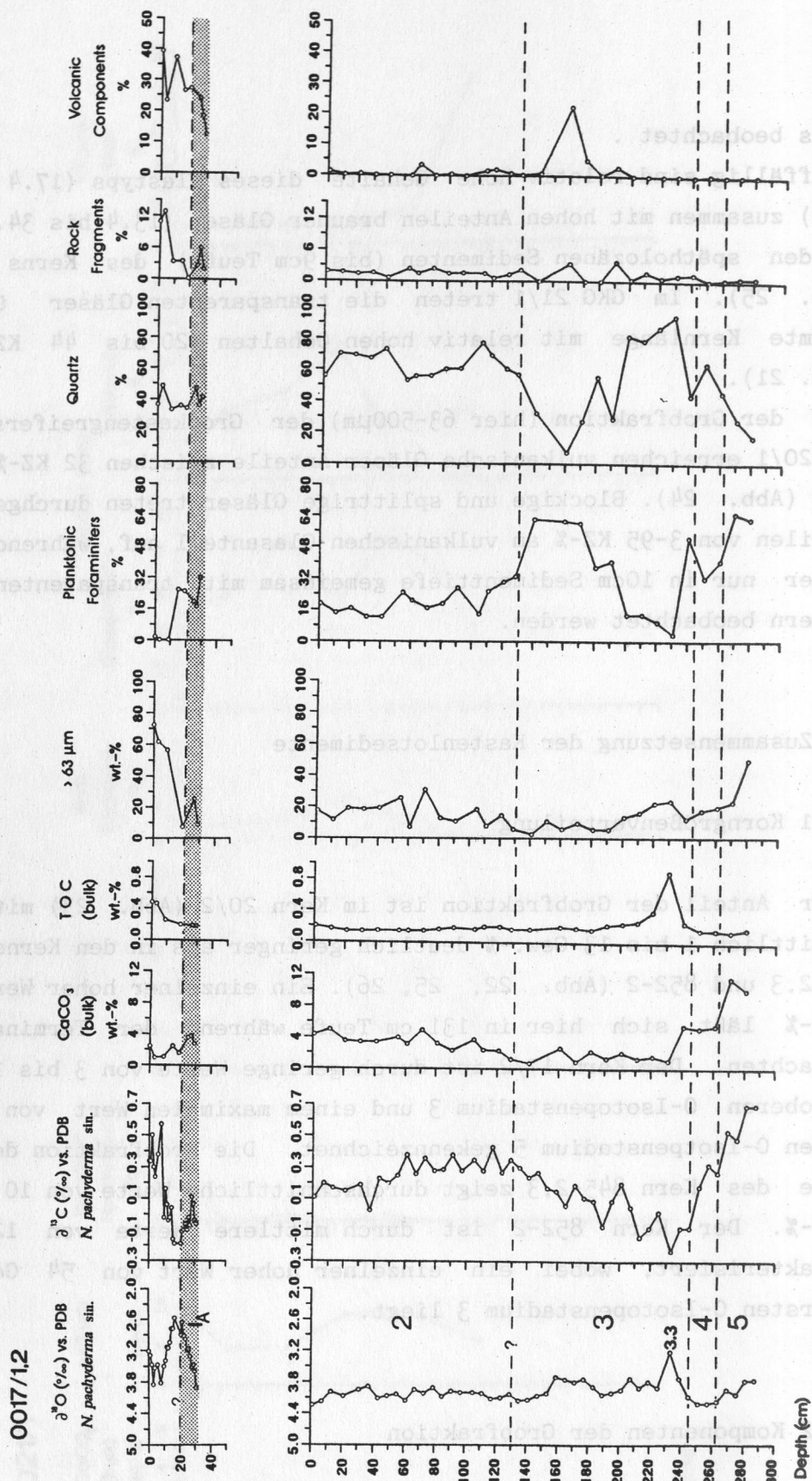


Abb. 22: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie zusammen mit den sedimentologischen Parametern des GKG 0017/1 und KAL 0017/2 (Komponenten der Grobfraktion in Kornzahlprozent).

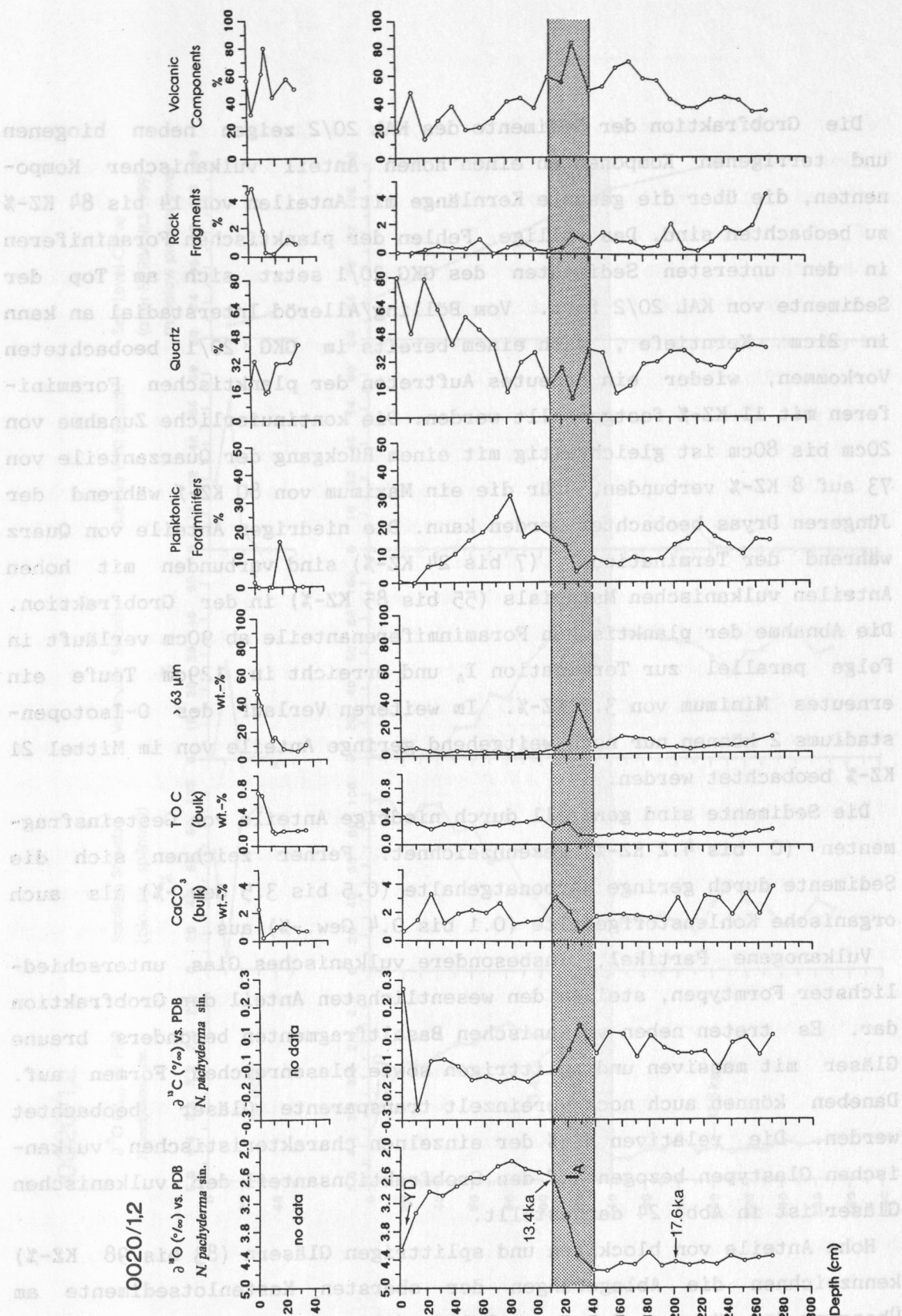


Abb. 23: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie mit AMS- $^{14}\text{C}$ -Alter zusammen mit den sedimentologischen Parametern des GKG 0020/1 und KAL 0020/2 (Komponenten der Grobfraktion in Kornzahlprozent).



Die Grobfraktion der Sedimente des KAL 20/2 zeigen neben biogenen und terrigenen Komponenten einen hohen Anteil vulkanischer Komponenten, die über die gesamte Kernlänge mit Anteilen von 14 bis 84 KZ-% zu beobachten sind. Das völlige Fehlen der planktischen Foraminiferen in den untersten Sedimenten des GKG 20/1 setzt sich am Top der Sedimente von KAL 20/2 fort. Vom Bölling/Alleröd Interstadial an kann in 21cm Kerntiefe, nach einem bereits im GKG 20/1 beobachteten Vorkommen, wieder ein erneutes Auftreten der planktischen Foraminiferen mit 11 KZ-% festgestellt werden. Die kontinuierliche Zunahme von 20cm bis 80cm ist gleichzeitig mit einem Rückgang der Quarzanteile von 73 auf 8 KZ-% verbunden, für die ein Maximum von 80 KZ-% während der Jüngeren Dryas beobachtet werden kann. Die niedrigen Anteile von Quarz während der Termination I<sub>A</sub> (7 bis 24 KZ-%) sind verbunden mit hohen Anteilen vulkanischen Materials (55 bis 85 KZ-%) in der Grobfraktion. Die Abnahme der planktischen Foraminiferenanteile ab 90cm verläuft in Folge parallel zur Termination I<sub>A</sub> und erreicht in 129cm Teufe ein erneutes Minimum von 3.7 KZ-%. Im weiteren Verlauf des O-Isotopenstadiums 2 können nur noch weitgehend geringe Anteile von im Mittel 21 KZ-% beobachtet werden.

Die Sedimente sind generell durch niedrige Anteile von Gesteinsfragmenten (0 bis 4.2 KZ-%) gekennzeichnet. Ferner zeichnen sich die Sedimente durch geringe Karbonatgehalte (0.5 bis 3.5 Gew.-%) als auch organische Kohlenstoffgehalte (0.1 bis 0.4 Gew.-%) aus.

Vulkanogene Partikel, insbesondere vulkanisches Glas unterschiedlichster Formtypen, stellen den wesentlichsten Anteil der Grobfraktion dar. Es treten neben vulkanischen Basaltfragmenten besonders braune Gläser mit massiven und splittrigen sowie blasenreichen Formen auf. Daneben können auch noch vereinzelt transparente Gläser beobachtet werden. Die relativen KZ-% der einzelnen charakteristischen vulkanischen Glastypeen bezogen auf den Grobfraktionsanteil der vulkanischen Gläser ist in Abb. 24 dargestellt.

Hohe Anteile von blockigen und splittrigen Gläsern (83 bis 98 KZ-%) kennzeichnen die Ablagerungen der obersten Kastenlotsedimente am Übergang der Jüngeren Dryas zum Bölling/Alleröd Interstadial. Zwischen 40cm und 110cm nimmt der relative Anteil der blockigen und splittrigen Gläser auf einen Wert von 20 KZ-% bei 13.4 ka ab. Der relative Anteil der blasigen Gläser nimmt proportional zu, so daß dieser Glastype ab der Termination I<sub>A</sub> mit zunehmender Kerntiefe 50-80 KZ-% der vulkan-

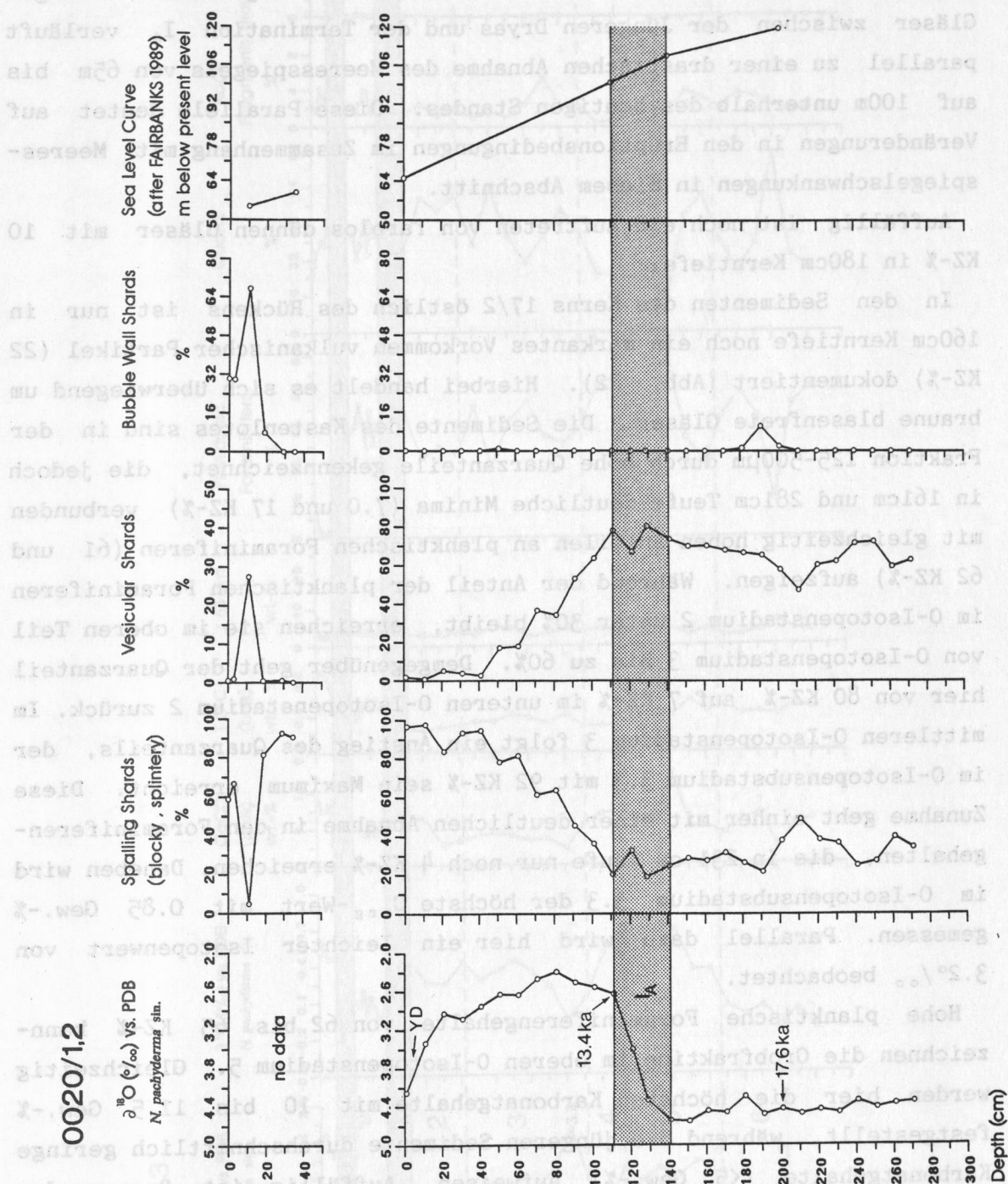


Abb. 24: Häufigkeitsverteilung von charakteristischen vulkanischen Gläsern innerhalb des vulkanischen Glasanteils der Grobfraktion (63-500µm) zusammen mit der Sauerstoffisotopenstratigraphie und AMS-<sup>14</sup>C-Altern des GKG 0020/1 und KAL 0020/2.



ischen Gläser ausmacht. Der kontinuierliche Anstieg dieser blasigen Gläser zwischen der Jüngerer Dryas und der Termination I<sub>A</sub> verläuft parallel zu einer drastischen Abnahme des Meeresspiegels von 65m bis auf 100m unterhalb des heutigen Standes. Diese Parallele deutet auf Veränderungen in den Eruptionsbedingungen im Zusammenhang mit Meeresspiegelschwankungen in diesem Abschnitt.

Auffällig ist noch ein Auftreten von farblos dünnen Gläser mit 10 KZ-% in 180cm Kerntiefe.

In den Sedimenten des Kerns 17/2 östlich des Rückens ist nur in 160cm Kerntiefe noch ein markantes Vorkommen vulkanischer Partikel (22 KZ-%) dokumentiert (Abb. 22). Hierbei handelt es sich überwiegend um braune blasenfreie Gläser. Die Sedimente des Kastenlotes sind in der Fraktion 125-500µm durch hohe Quarzanteile gekennzeichnet, die jedoch in 161cm und 281cm Teufe deutliche Minima (7.0 und 17 KZ-%) verbunden mit gleichzeitig hohen Anteilen an planktischen Foraminiferen (61 und 62 KZ-%) aufzeigen. Während der Anteil der planktischen Foraminiferen im 0-Isotopenstadium 2 unter 30% bleibt, erreichen sie im oberen Teil von 0-Isotopenstadium 3 bis zu 60%. Demgegenüber geht der Quarzanteil hier von 80 KZ-% auf 7 KZ-% im unteren 0-Isotopenstadium 2 zurück. Im mittleren 0-Isotopenstadium 3 folgt ein Anstieg des Quarzanteils, der im 0-Isotopensubstadium 3.3 mit 92 KZ-% sein Maximum erreicht. Diese Zunahme geht einher mit einer deutlichen Abnahme in den Foraminiferengehalten, die in 231 cm Teufe nur noch 4 KZ-% erreichen. Daneben wird im 0-Isotopensubstadium 3.3 der höchste C<sub>org</sub>-Wert mit 0.85 Gew.-% gemessen. Parallel dazu wird hier ein leichter Isotopenwert von 3.2‰ beobachtet.

Hohe planktische Foraminiferengehalte von 62 bis 65 KZ-% kennzeichnen die Grobfraction im oberen 0-Isotopenstadium 5. Gleichzeitig werden hier die höchsten Karbonatgehalte mit 10 bis 11.5 Gew.-% festgestellt, während die jüngeren Sedimente durchschnittlich geringe Karbonatgehalte (<5 Gew.-%) aufweisen. Auffällig ist ferner der durchweg geringe Anteil (< 5 KZ-%) von Gesteinsfragmenten in den Sedimenten der Kastenlotkerne 17/2 und 20/2.

Die KZ-%-Anteile der Partikel der Grobfraction in den Sedimenten der Kerne 845-2,3 und 852-2 vom mittleren und nördlichen Rückenabschnitt sind in Abb. 25 und 26 dargestellt.

21845-2,3

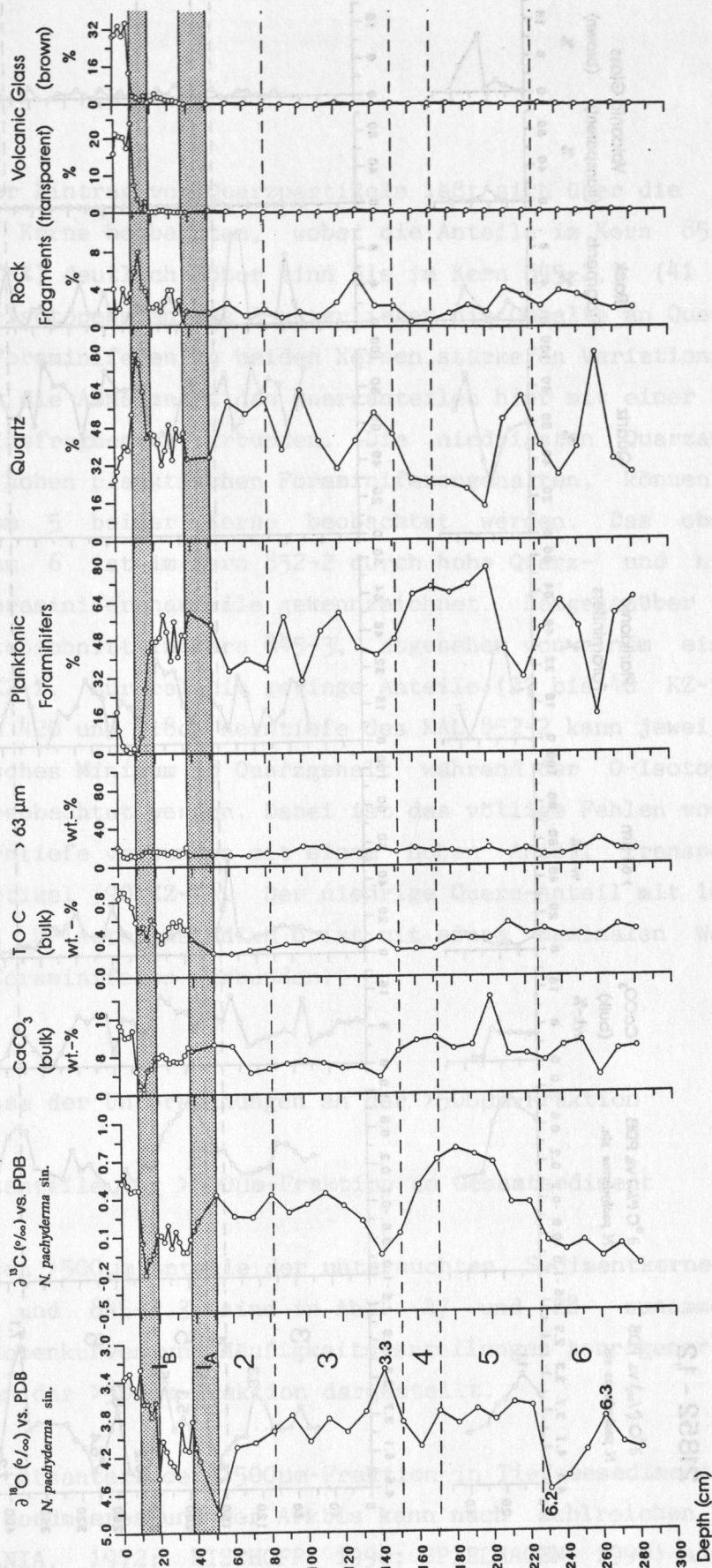


Abb. 25: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie zusammen mit den sedimentologischen Parametern des Kerns (GKG und KAL) 21845-2,3 (Komponenten der Grobfraktion in Kornzahlprozent).



21852 - 1,2

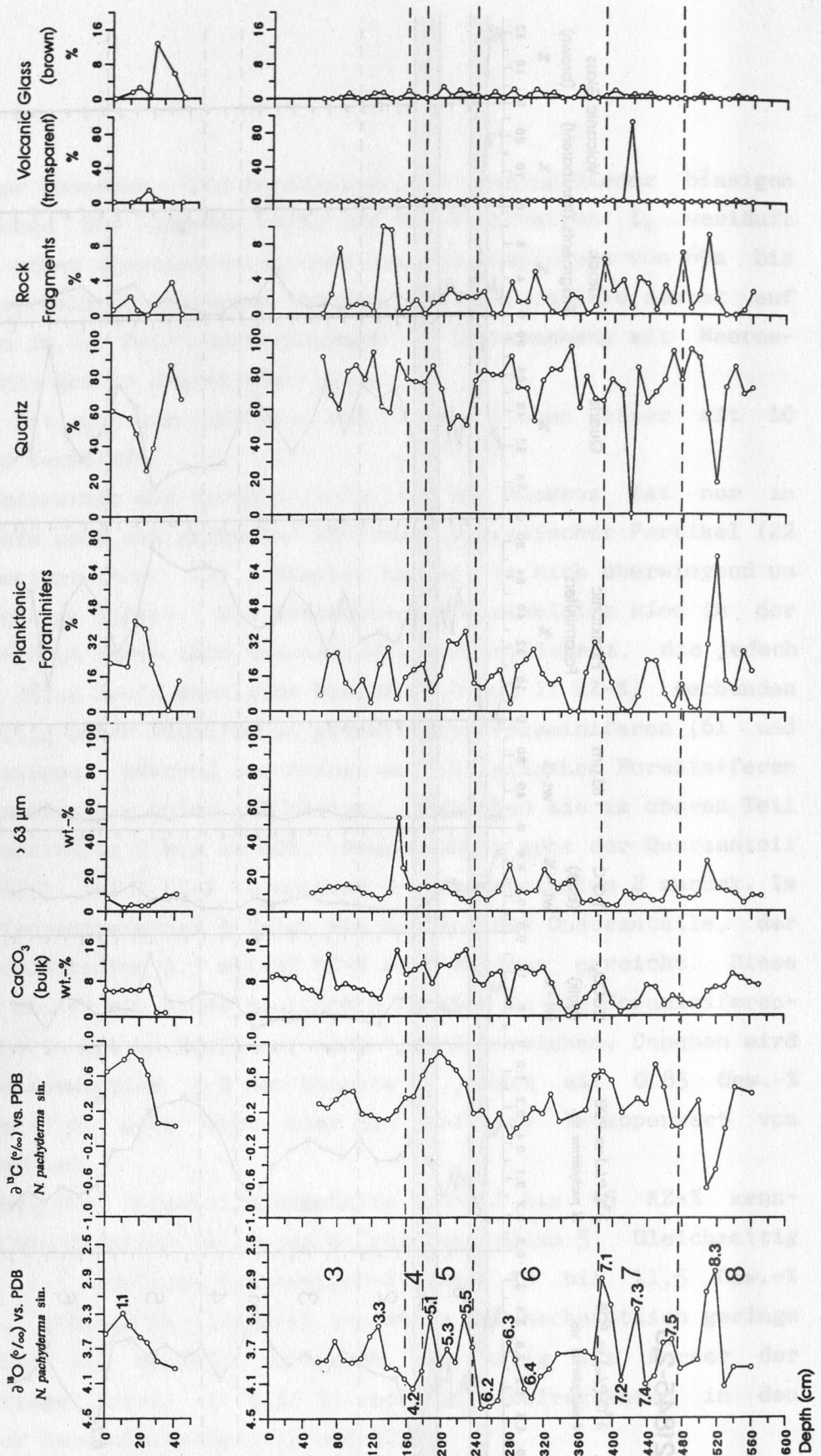


Abb. 26: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie zusammen mit den sedimentologischen Parametern des GKG 21852-1 und KAL 21852-2 (Komponenten der Grobfraction in Kornzahlprozent).

Ein erhöhter Eintrag von Quarzpartikeln läßt sich über die gesamte Länge beider Kerne beobachten, wobei die Anteile im Kern 852-2 im Mittel (74 KZ-%) deutlich höher sind als im Kern 845-2,3 (41 KZ-%). Während des 0-Isotopenstadiums 3 unterliegen die Gehalte an Quarz und planktischen Foraminiferen in beiden Kernen stärkeren Variationen. Im Kern 852-2 ist die Abnahme in den Quarzanteilen hier mit einer Zunahme in den Gesteinsfragmenten verbunden. Die niedrigsten Quarzanteile, verbunden mit hohen planktischen Foraminiferengehalten, können im 0-Isotopenstadium 5 beider Kerne beobachtet werden. Das obere 0-Isotopenstadium 6 ist im Kern 852-2 durch hohe Quarz- und niedrige planktische Foraminiferenanteile gekennzeichnet. Demgegenüber treten in diesem Zeitabschnitt im Kern 845-3, abgesehen von einem einzelnen Peak mit 80 KZ-%, nur relativ geringe Anteile (27 bis 40 KZ-%) von Quarz auf. In 420 und 518cm Kerntiefe des KAL 852-2 kann jeweils ein charakteristisches Minimum im Quarzgehalt während der 0-Isotopenstadien 7 und 8 beobachtet werden. Dabei ist das völlige Fehlen von Quarz in 420cm Kerntiefe verbunden mit einem hohen Anteil transparenter dünner Glaspartikel (90 KZ-%). Der niedrige Quarz-Anteil mit 18 KZ-% innerhalb des 0-Isotopenstadium 8 ist mit einem maximalen Wert an planktischen Foraminiferen verbunden.

### 3.4 Ergebnisse der Untersuchungen an der >500µm-Fraktion

#### 3.4.1 Gewichtsanteile der >500µm-Fraktion am Gesamtsediment

Die absoluten >500µm-Anteile der untersuchten Sedimentkerne 04/1, 06/1, 17/1,2 und 845-2,3 sind in Abb. 27 und 28 zusammen mit Sauerstoffisotopenkurven und Häufigkeitsverteilungen terrigener Sedimentkomponenten der >500µm-Fraktion dargestellt.

Bei dem Gewichtsanteil der >500µm-Fraktion in Tiefseesedimenten des Europäischen Nordmeeres und der Arktis kann nach zahlreichen Untersuchungen (MOLNIA, 1972; BISCHOFF, 1990; SPIELHAGEN, 1990) auf einen überwiegenden Sedimenttransport durch Eisberge geschlossen werden, sofern der Anteil größerer Biogene gering ist. Im Bereich des Kolbeinsey Rückens muß ferner mit einem erheblicher Eintrag von größeren Basaltfragmenten gerechnet werden. Um einer hierdurch mög-



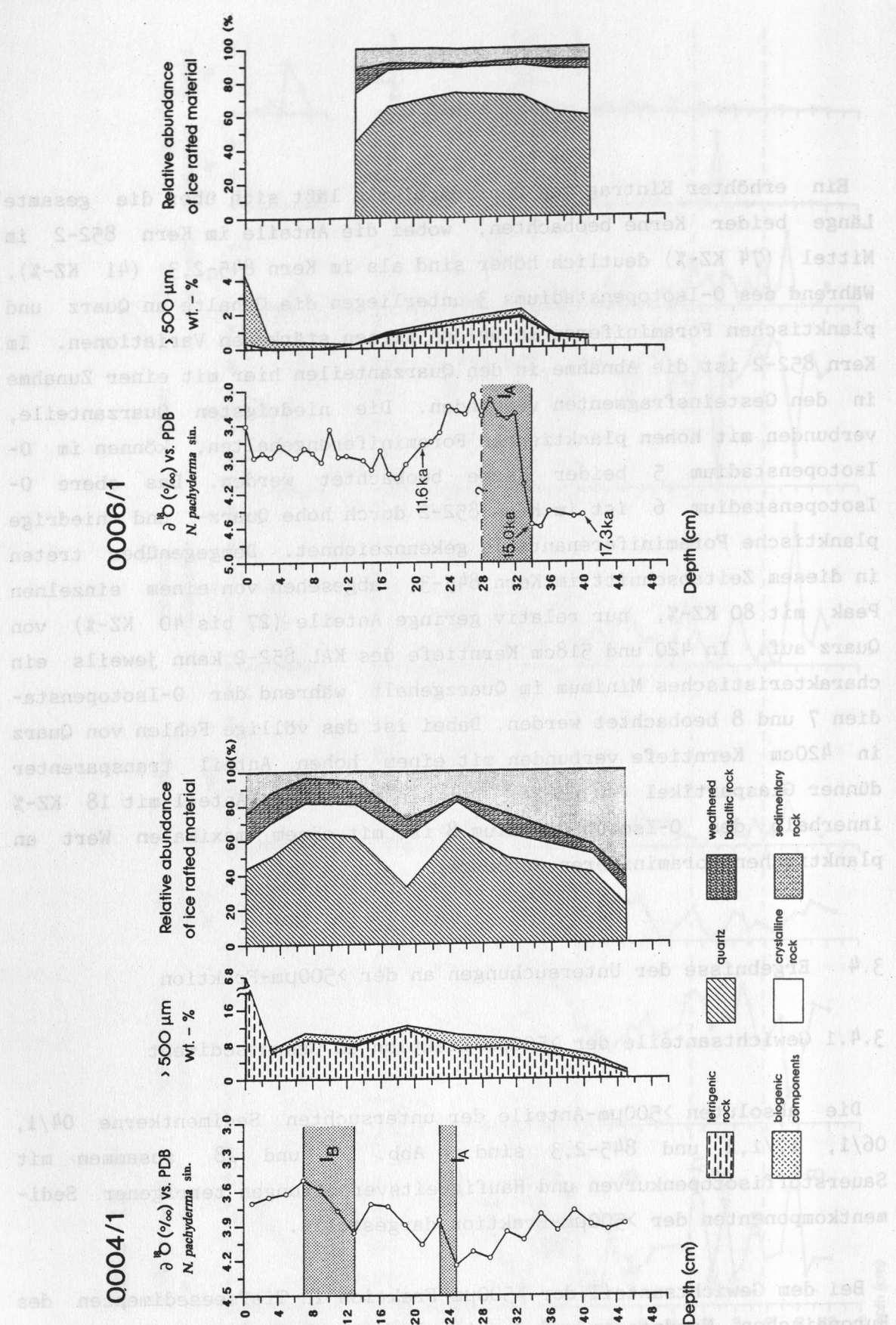


Abb. 27: Gewichtsanteile der  $> 500 \mu m$ -Fraktion am Gesamtsediment und Häufigkeitsverteilung der terrigenen Komponentengruppen innerhalb der  $< 500 \mu m$ -Fraktion zusammen mit der Sauerstoffisotopenstratigraphie und AMS- $^{14}C$ -Altern der GKG 0004/1 und 0006/1.

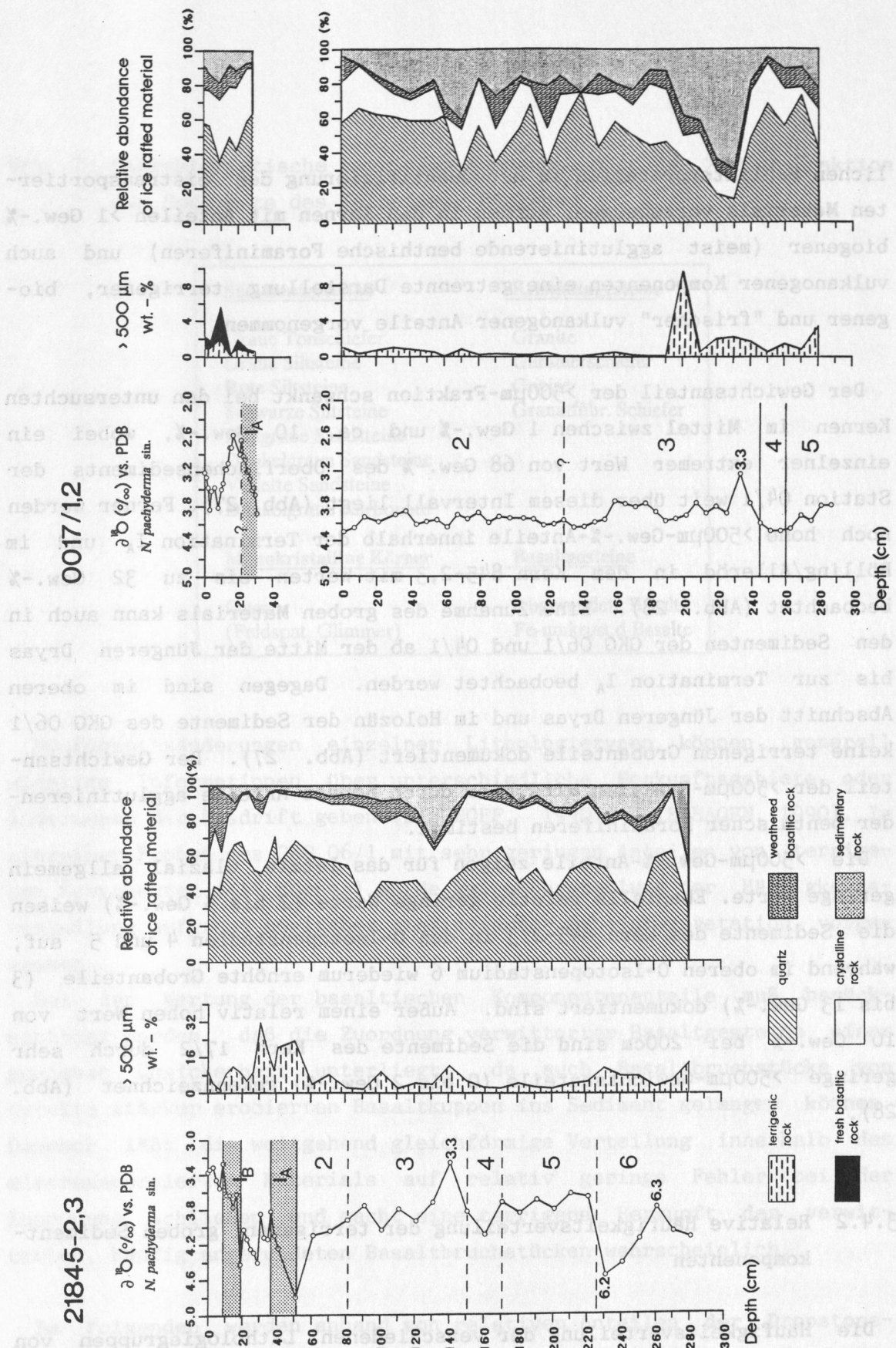


Abb. 28: Gewichtsanteile der >500 $\mu m$ -Fraktion am Gesamtsediment und Häufigkeitsverteilung der terrigenen Komponentengruppen innerhalb der >500 $\mu m$ -Fraktion zusammen mit der Sauerstoffisotopenstratigraphie der Kerne 0017/1,2 und 21845-2,3.

lichen Fehlinterpretation in der Quantifizierung des eistransportierten Materials vorzubeugen, wurden in den Kernen mit Anteilen >1 Gew.-% biogener (meist agglutinierende benthische Foraminiferen) und auch vulkanogener Komponenten eine getrennte Darstellung terrigener, biogener und "frischer" vulkanogener Anteile vorgenommen.

Der Gewichtsanteil der >500µm-Fraktion schwankt bei den untersuchten Kernen im Mittel zwischen 1 Gew.-% und ca. 10 Gew.-%, wobei ein einzelner extremer Wert von 68 Gew.-% des Oberflächensediments der Station 04/1 weit über diesem Intervall liegt (Abb. 27). Ferner werden noch hohe >500µm-Gew.-%-Anteile innerhalb der Termination I<sub>A</sub> und im Bölling/Alleröd in dem Kern 845-2,3 mit Werten bis zu 32 Gew.-% beobachtet (Abb. 28). Eine Zunahme des groben Materials kann auch in den Sedimenten der GKG 06/1 und 04/1 ab der Mitte der Jüngeren Dryas bis zur Termination I<sub>A</sub> beobachtet werden. Dagegen sind im oberen Abschnitt der Jüngeren Dryas und im Holozän der Sedimente des GKG 06/1 keine terrigenen Grobanteile dokumentiert (Abb. 27). Der Gewichtsanteil der >500µm-Fraktion wird hier durch höhere Anteile agglutinierender benthischer Foraminiferen bestimmt.

Die >500µm-Gew.-%-Anteile zeigen für das letzte Glazial allgemein geringe Werte. Ebenfalls relativ geringe Werte (2 bis 5 Gew.-%) weisen die Sedimente des Kern 845-2/3 in den 0-Isotopenstadien 4 und 5 auf, während im oberen 0-Isotopenstadium 6 wiederum erhöhte Grobanteile (3 bis 13 Gew.-%) dokumentiert sind. Außer einem relativ hohen Wert von 10 Gew.-% bei 200cm sind die Sedimente des Kern 17/2 durch sehr geringe >500µm-Gewichtsanteile (0 bis 2 Gew.-%) gekennzeichnet (Abb. 28).

#### 3.4.2 Relative Häufigkeitsverteilung der terrigenen, groben Sedimentkomponenten

Die Häufigkeitsverteilung der verschiedenen Lithologiegruppen von Dropstones sind in Abb. 27 und 28 als relativer Anteil des eistransportierten Materials dargestellt. In Tab. 2 sind die einzelnen charakteristischen terrigenen Gesteinskomponenten der Sedimente vom Kolbeinsey Rücken aufgelistet.

**Tab. 2:** Charakteristische terrigene Komponenten in der >500µm-Fraktion der Sedimente des Kolbeinsey Rückens.

<u>Sedimentgesteine</u>	<u>Kristallingesteine</u>
Graue Tonschiefer	Granite
Graue Siltsteine	Glimmerschiefer
Rote Siltsteine	Gneise
Schwarze Siltsteine	Granatführ. Schiefer
Hellgraue Sandsteine	
Dunkelgraue Sandsteine	
Violette Sandsteine	
Dunkelgraue Karbonate	
<u>Monokristalline Körner</u>	<u>Basaltgesteine</u>
Quarz	Abgerundete Basalte
(Feldspat, Glimmer)	Fe-umkrust.d Basalte

Häufigkeitsänderungen einzelner Lithologietypen können generell wichtige Informationen über unterschiedliche Herkunftsgebiete oder Änderungen der Eisdrift geben (BISCHOFF, 1990; SPIELHAGEN, 1990). In einzelnen Proben des GKG 06/1 mit sehr geringen Anteilen von terrigenen Komponenten (<10 Körner) wurde keine Darstellung der Häufigkeitsverteilung aufgrund möglicher statistischer Fehlinterpretation vorgenommen.

Bei der Wertung der basaltischen Komponentenanteile muß berücksichtigt werden, daß die Zuordnung verwitterter Basaltgesteine einer gewissen Unsicherheit unterliegt, da auch Basaltbruchstücke von bereits stärker erodierten Basaltkuppen ins Sediment gelangen können. Dennoch läßt die weitgehend gleichförmige Verteilung innerhalb des eistransportierten Materials auf relativ geringe Fehler bei der Zuordnung schließen und macht eine terrigene Herkunft der verwitterten, häufig angerundeten Basaltbruchstücken wahrscheinlich.

Im folgenden werden anhand von relativen Anteilen der Dropstone-Lithologien die Veränderungen in der Zusammensetzung des Eisdriftmaterials dargestellt (Abb.27, 28).

Die Verteilung des eistransportierten Materials während des Holozäns ist im GKG 04/1 und im Kern 845-2,3 dargestellt. Die relativen Anteile



der Dropstone-Lithologien weisen hier deutliche Unterschiede auf. Die Sedimente des GKG 04/1 zeigen mit 4 bis 62 % gegenüber dem Kern 845-2,3 mit 0 bis 10 % deutlich höhere Anteile von Sedimentgesteinen. Demgegenüber werden hier die höchsten Gehalte an verwitterten, angerundeten Basalten beobachtet (bis 34 %). Der Zeitabschnitt der Termination I<sub>B</sub> ist in beiden Kernen durch eine deutliche Zunahme von Quarz-Anteilen gekennzeichnet. Mit zunehmender Kerntiefe erfolgt während des Bölling/Alleröd Interstadials eine Zunahme der Kristallingesteine von 22 auf 38 % im Kern 845-2,3 und von 19 auf 28 % im GKG 04/1, die auch im GKG 17/1 mit einem Anstieg von 20 auf 36 % dokumentiert ist. Auffällig ist der sehr niedrige Anteil terrigener Komponenten (<10 Gesteinspartikel) in den holozänen Sedimenten des GKG 06/1 nordöstlich der Spar-Fracture-Zone. Das obere 0-Stadium 2 ist in den Sedimenten der GKG 04/1, 06/1 und 17/1 durch die höchsten Quarzgehalte gekennzeichnet. Mit zunehmenden Alter kann eine kontinuierliche Abnahme der Anteile verbunden mit einer Zunahme von Kristallin- bzw. Sedimentgesteinen festgestellt werden.

Darüberhinaus können noch zwei aufeinanderfolgende Maxima von angerundeten, verwitterten Basaltgesteinen im Kern 17/2 in 91cm mit 19% und in 121cm mit 24% beobachtet werden. Ansonsten sind die Anteile der eistransportierten Basaltgesteine in allen untersuchten Kernen vom Kolbeinsey Rücken mit relativ niedrigen Anteilen dokumentiert.

Eine deutliche Veränderung in der Zusammensetzung der Dropstone-Lithologien setzt im unteren Abschnitt des 0-Isotopenstadiums 3 mit einer Zunahme der Sedimentgesteine in den Kernen 17/2 und 845-2,3 ein (Abb. 28). Diese erreichen ihr Maximum im 0-Isotopensubstadium 3.3 mit 70% im Kern 17/2 und 30% im Kern 845-2,3. Im Kern 845-2,3 werden die höchsten Anteile von Sedimentgesteinen (46%) in 281cm Teufe beobachtet.

Beim Vergleich der beiden Kerne fällt eine Quarz-Sedimentgestein-Dominanz am südlichen Rücken gegenüber einer Quarz-Kristallingestein-Dominanz am nördlicheren Rücken auf.

#### 4. Die geochemische Variabilität der Sedimente

Der Schwerpunkt der hier vorgelegten Untersuchungen liegt auf der Erfassung der geochemischen Variabilität der Sedimente aus dem Bereich des mittelozeanischen Kolbeinsey Rückens. Auf dieser Basis können die Zusammensetzung und die räumliche Verbreitung lokaler Metallanreicherungen und -verarmungen quantifiziert und die Ablagerungsbedingungen geochemisch-faziell charakterisiert werden.

Im folgenden werden anhand des umfangreichen chemischen Datenmaterials die grundlegenden Unterschiede im Sedimentchemismus dargestellt. Von Proben aus 28 Oberflächensedimenten und 31 Sedimentkernen wurden 162 XRF- und ICP-MS-Gesamtsedimentanalysen durchgeführt. Die durchschnittliche Zusammensetzung der untersuchten Sedimente vom Kolbeinsey Rücken sind in Tab. 3 mit der jeweiligen Standardabweichung angegeben.

##### 4.1 Die Verteilung der Haupt- und Spurenelementkonzentrationen in den Oberflächensedimenten

Silicium (Si) ist das dominierende Hauptelement der untersuchten Sedimente. Für die Oberflächensedimente des mittleren und nördlichen Rückenabschnitts beträgt der mittlere  $\text{SiO}_2$ -Gehalt 60%. Die höchsten  $\text{SiO}_2$ -Werte (70.5% bis 72.7%) werden dabei in den Oberflächensedimenten der GKG 03/1 und 04/1 aus dem Bereich der Spar-Fracture Zone beobachtet. Demgegenüber weisen die Sedimente vom südlichen Rückenabschnitt eine mittlere Konzentration von nur 57% auf. Dabei wurden die niedrigsten  $\text{SiO}_2$ -Gehalte von 51% bis 52% in den Oberflächensedimenten aus dem zentralen Rücken festgestellt. Ebenso sind diese Sedimente durch sehr niedrige Werte für  $\text{K}_2\text{O}$  (<1.8%), Th (<2.9ppm) und U (<0.8ppm) gekennzeichnet. Dagegen zeigen die zentralen Rückensedimente die höchsten Konzentrationen an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (11.4% bis 14.6%), Co (43ppm bis 52ppm), V (223ppm bis 384ppm) und Cu (71ppm bis 107ppm). Auch werden hier erhöhte CaO-Gehalte mit 9% bis 12% beobachtet, die jedoch mit 11% bis 27% in den Oberflächensedimenten aus der Region der östlichen Spar-Fracture Zone und dem nordöstlichen Rückenabschnitt deutlich am höchsten sind. Gleichzeitig treten in diesen Sedimenten

Tab. 3: Variationsbreite der geochemischen Zusammensetzung der Kolbeinsey-Sedimente (Konzentrationen der Hauptelemente in Gew.-% und der Spurenelemente in ppm)

Major elements	Mean value	Standard deviation	Minor elements	Mean value	Standard deviation	REE	Mean value	Standard deviation
SiO <sub>2</sub>	60.0	4.9	V	186	65.3	La	25.8	7.4
TiO <sub>2</sub>	1.23	0.38	Cr	79.7	19.5	Ce	55.9	15.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.1	1.4	Co	28.0	8.1	Pr	6.8	1.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.9	2.2	Ni	44.1	9.0	Nd	27.1	6.8
MnO	0.20	0.09	Cu	53.7	18.8	Sm	5.8	1.6
MgO	3.5	1.1	Zn	109	78.6	Eu	1.6	0.69
CaO	7.9	4.2	As	48.2	106	Gd	5.6	1.3
Na <sub>2</sub> O	1.8	0.37	Rb	63.6	23.0	Tb	0.86	0.21
K <sub>2</sub> O	2.16	0.61	Sr	264	112	Dy	5.2	1.2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.07	Zr	180	44.1	Ho	1.0	0.24
			Nb	16.8	7.3	Er	2.9	0.69
			Mo	1.5	0.58	Tm	0.41	0.10
			Cs	3.3	1.2	Yb	2.7	0.62
			Ba	910	1240	Lu	0.39	0.09
			Pb	15.6	6.9			
			Th	6.7	1.9			
			U	1.9	1.3			

auch die höchsten Sr-Gehalte mit bis zu 680ppm auf.

Das Oberflächensediment des GKG 01/1 ist charakterisiert durch einen relativ hohen Rb-Wert von 93ppm. Ein extrem hoher Zn-Wert von 942ppm wird durch das Oberflächensediment des GKG 12/1 dokumentiert, der jedoch vermutlich einen sogenannten "Ausreißer" darstellt.

#### 4.2 Die Verteilung der Haupt- und Spurenelementkonzentrationen in den Sedimentkernen

Die Sedimente der Kerne vom mittleren und nördlichen Rückenabschnitts sind auch weiterhin durch relativ hohe SiO<sub>2</sub>-Gehalte von durchschnittlich 62% charakterisiert. Darüberhinaus werden hier auch die höchsten K<sub>2</sub>O-Gehalte mit 2.3% bis 3.4% beobachtet.

Durchschnittlich hohe CaO- und Sr-Gehalte werden auch weiterhin für die Sedimente der GKG 10/2 und 856-2 festgestellt.

Im südlichen Rückenabschnitt zeigen die Sedimente der GKG aus der zentralen Rückenzone ähnlich hohe Konzentrationen an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Co, V und Cu wie die Oberflächensedimente. Höhere Werte für diese Elemente werden auch in den Sedimenten der GKG 19/1 und 20/1 unterhalb von 13cm Kerntiefe beobachtet. Zwei Proben des GKG 20/1 aus 11cm und 13cm Kerntiefe fallen durch erhöhte Werte für Zr (311ppm und 334ppm), Nb (44ppm und 48ppm) und Mo (2.1ppm und 2.4ppm) auf. Einzelne Horizonte der GKG 06/1 (25cm, 41cm) und 13/1 (9cm, 15cm) aus dem Bereich der Spar-Fracture Zone weisen erhöhte Konzentrationen an Rb (90ppm bis 116ppm) auf.

Im GKG 01/1 östlich des südlichen Rückenabschnitts zeigen die Sedimente aus 19cm und 23cm Kerntiefe leicht erhöhte Mn-Gehalte von 0.8%.

Die untersuchten Kastenlotsedimente zeigen teilweise deutliche Unterschiede in einigen Haupt- und Spurenelementkonzentrationen. Während die Sedimente der KAL 17/2 und 845-3  $\text{SiO}_2$ -Gehalte von 55% bis 66% aufweisen, liegen die Gehalte für die Sedimente des KAL 20/2 nur bei 52% bis 55%. Auch die  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte sind hier relativ niedrig und vergleichbar mit denen der Oberflächensedimente vom zentralen südlichen Rücken. Die  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Konzentrationen von 12% bis 14% in den Sedimenten des KAL 20/2 liegen deutlich über den mittleren  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Wert des Gesamtdatensatzes (Tab. 3). Im Kern 17/2 schwanken die Gehalte dagegen zwischen 7% und 12%, während die der Sedimente des KAL 845-3 mit 7% bis 8% durchweg relativ niedrig sind. Auffällig ist noch ein relativ hoher Cr-Wert von 174ppm einer Sedimentprobe des KAL 17/2 aus 240cm Teufe.

#### 4.3 Arsen- und Bariumanreicherungen

Zahlreiche Proben sind durch anomal hohe Anreicherungen von As (60-273ppm) und Ba (1000-5863ppm) charakterisiert.

Auffällig sind hohe Anreicherungen von As und Ba in den meisten Oberflächenproben zwischen 68°N und 68°30'N. Darüberhinaus können As- und Ba-Anomalien in den GKG 10/2 und 15/1 während des Holozäns beobachtet werden. In den Sedimenten von KAL 20/2 (21cm), GKG 17/1



(19cm) und 01/1 (31cm) sind hohe As - und Ba-Konzentrationen innerhalb der Jüngerer Dryas dokumentiert.

Ein weiteres charakteristisches Konzentrationsmaximum an As und Ba zeigen die Sedimente des GKG 06/1 in 41cm und des KAL 20/2 in 191cm und 211cm Kerntiefe für den mit absoluten Altern definierten Zeitraum zwischen 17 ka und 18 ka. Eine zeitliche Korrelation dieses Anreicherungshorizontes mit den erhöhten As- und Ba-Gehalten an der Basis von GKG 04/1 und 05/1 ist nach der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie nicht direkt möglich, erscheint bei der Annahme von höheren Sedimentationsraten für den Zeitraum von 18 ka bis 15 ka in diesen Kernen aber durchaus wahrscheinlich.

Im Kern 17/2 können noch weitere überdurchschnittlich hohe Gehalte an As und Ba für die 0-Isotopenstadien 3 und 5 beobachtet werden.

## V Geochemische Qualifizierung und Quantifizierung der Sedimente

Die in Kap. IV.4 vorgestellten Ergebnisse zeigen deutliche regionale und vertikale Unterschiede im Chemismus der Sedimente vom Kolbeinsey Rücken. Eine sinnvolle Interpretation der Ergebnisse erfordert jedoch die Klärung der komplexen chemischen Verhältnisse und Klassifizierung der Sedimente. In diesem Kapitel wird zunächst mit Hilfe einer "geochemischen Faziesanalyse" versucht, geochemische Parameter auszugliedern, die sich als Indikatoren für charakteristische Sedimentfaziestypen erweisen. Dazu wird zuerst anhand einer Faktorenanalyse sämtlich vorhandener Proben (vgl. Kap. III.4) versucht, signifikante von weniger signifikanten Verteilungen innerhalb der einzelnen Parameter zu erkennen und zu deuten.

Auf der Basis der chemischen Zusammensetzung soll anschließend eine nach geochemischen Kriterien in sich homogene Probengruppierung sämtlicher Proben erreicht werden.

In Detailstudien an Unterdatensätzen (Elementgruppen, Probengruppen) wurden Untersuchungen durchgeführt, um einzelnen Fragen nachzugehen, wie z.B. dem Vergleich der Faktoren von den Oberflächensediment- und den Kernsedimentdaten mit denen der Gesamtanalyse.

Damit wird die Grundlage geschaffen die Zusammensetzung und räumliche Ausdehnung verschiedener sedimentärer Fazies quantifizieren zu können.

### 1. Geochemische Charakterisierung der Sedimente

Zunächst wurde mit den geochemischen Parameter, mit Ausnahme von As, Ba und den SEE der Ordnungszahl 58 bis 71, eine Faktorenanalyse auf der Basis aller 136 Proben durchgeführt. Auf die Verteilung von As und Ba sowie der SEE wird in den nachfolgenden Kapiteln im Besonderen eingegangen.

Um eine Klassifizierung der Proben basierend auf ein hohes Ähnlichkeitsmaß unter Zugrundelegung der nicht standardisierten geochemischen Daten zu erreichen, wurde anschließend eine Clusteranalyse durchgeführt (vgl. Kap III 4.1).

### 1.1 Zusammenhänge zwischen den chemischen Parametern (Faktorenanalyse)

Aus dem Grunddatensatz von 136 Proben wurden 5 Faktoren extrahiert, die 78% der Gesamtvarianz erklären (s. Anlage A-18).

Die 5 extrahierten Faktoren sind durch verschiedene Elementassoziationen charakterisiert (Abb. 29).

Signifikante positive Ladungen zueinander haben  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ , eng assoziiert mit  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{V}$ , die zusammen 24% aller Varianzen im Datensatz bestimmen (Faktor 1). Hier wurden nach den sedimentologischen und geochemischen Ergebnissen hauptsächlich die bedeutsamen Einträge von vulkanoklastischen Material nachgezeichnet. So treten hohe  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cu}$  und  $\text{V}$ -Gehalte in den zentralen Rückensedimenten mit einem hohen Anteil an vulkanischem Material auf. Erhöhte Konzentrationen an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cu}$  und  $\text{Zn}$  zeigen auch LACKSCHEWITZ & WALLRABE-ADAMS (in press) für submarine Gläser aus Sedimenten der GKG 015, 016, 018 und 019 und DEVEY et al. (submitt.) für Basalte vom Kolbeinsey Rücken (s. Kap. VI 1.2, Tab. 5).

Der zweite Faktor zeigt hohe negative Ladungen auf  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cs}$ ,  $\text{La}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{U}$  und geringer auf  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Er erklärt fast 25% der Varianz. Hier spiegelt sich der hohe Eintrag von Tonmineralen und Feldspäten in den Sedimenten wider.  $\text{Rb}$  wird primär an detritische kaliumreiche Minerale wie Illit und Kaliumfeldspat absorbiert (WEDEPOHL, 1969). GROUSSET et al. (1982) zeigen eine Korrelation von  $\text{Rb}$  und  $\text{Pb}$  mit den Tonmineralen Illit, Kaolinit und Chlorit innerhalb von Sedimenten aus dem nördlichen Nord-Atlantik und südlichen Europäischen Nordmeer.  $\text{Th}$  und  $\text{U}$  sind in den Sedimenten aus dem Europäischen Nordmeer im wesentlichen an den feinkörnigen terrigenen Anteil gebunden (frdl. mdl. Mitt., Paetsch).

Im dritten Faktor sind  $\text{C}_{\text{org}}$  und  $\text{S}$  eng untereinander korreliert und bilden die "organische" Gruppe. Daneben tritt eine signifikante Ladung zu  $\text{MnO}$  auf. Er erklärt 8.3% der Gesamtvarianz.

Der vierte Faktor lädt hoch auf  $\text{Zr}$ ,  $\text{Nb}$  und geringer auf  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  und  $\text{Mo}$ . Die Korrelationen dieser Elemente mit  $\text{Zr}$  weisen auf einen überwiegend detritischen Ursprung hin.  $\text{Ti}$  ist neben der vulkanogenen Bindung auch detritischen, terrigenen Ursprungs (WEDEPOHL, 1969). Dieser Faktor erklärt 13.6% der Gesamtvarianz.

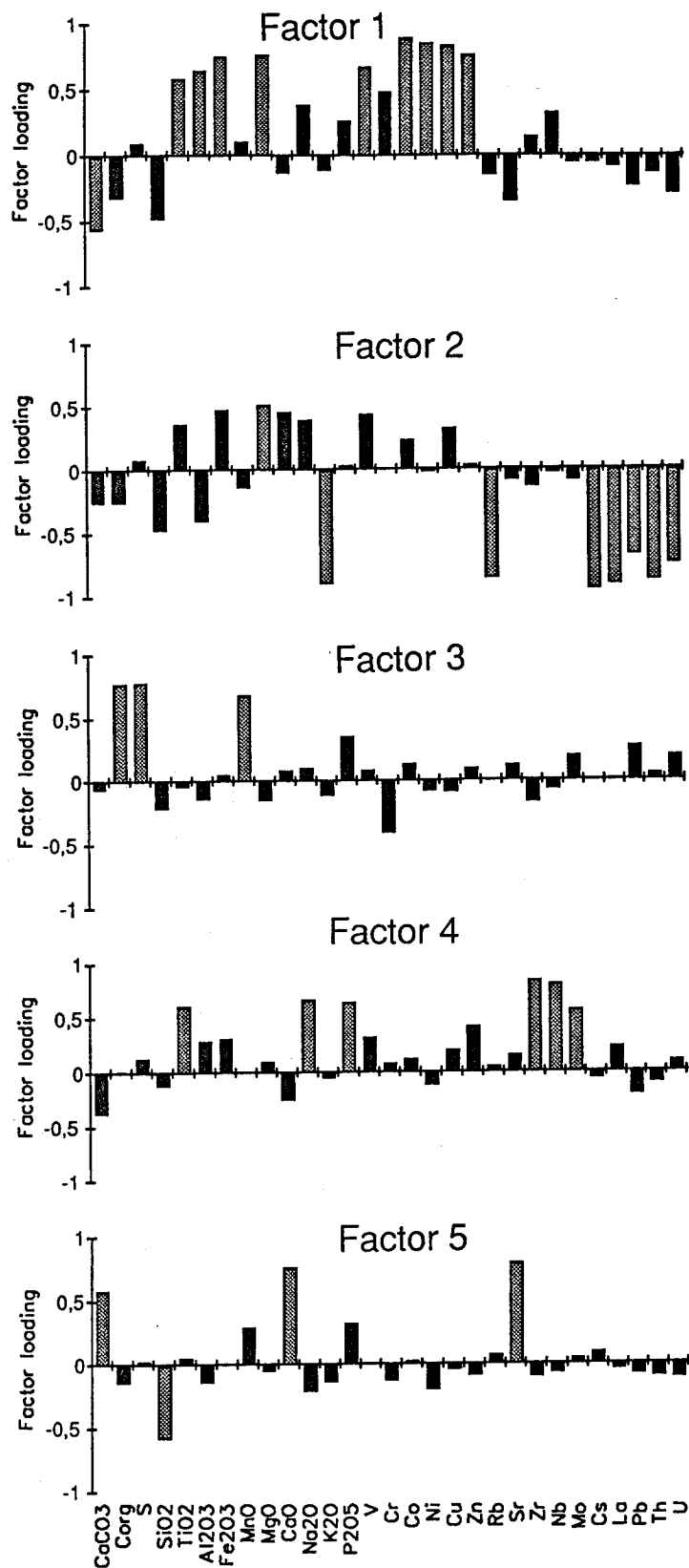


Abb. 29: Darstellung der Faktoren aus der Analyse sämtlicher Daten (Die gerasterten Balken entsprechen Faktorenladungen von  $>0.5$ ).



Der fünfte Faktor erklärt nur noch 8.2% der Varianz und lädt hoch auf CaO und Sr. Die hohe Ladung auf  $\text{CaCO}_3$  deutet auf einen überwiegend karbonatischen Faktor.

### 1.2 Klassifizierung der Sedimente (Clusteranalyse)

Das Resultat der Clusteranalyse ist in Abb. 30 in Form eines Dendogramms dargestellt. Aus den 136 Proben wurden drei größere Probencluster gebildet.

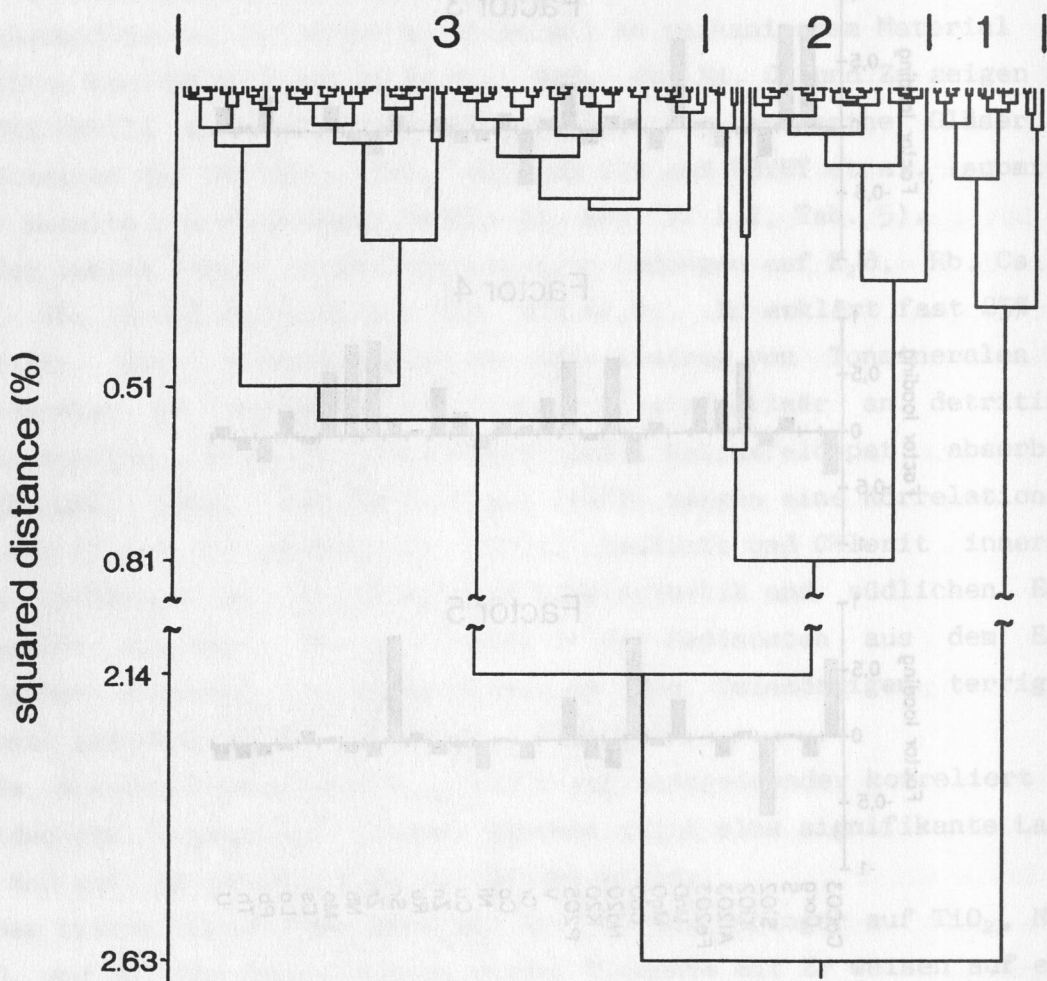


Abb. 30: Dendrogramm nach Ward-Verfahren (Tanimoto-Distanz), das die Unterteilung der Proben in drei Probencluster darstellt.

Die Clusteranalyse zeichnet die aus der Faktorenanalyse resultierenden Elementassoziationen als in drei Gruppen ähnlich aufzufassende Proben in den Sedimentkernen nach.

Das Cluster 1 kennzeichnet die Proben mit den höchsten Gehalten an  $\text{CaCO}_3$  (10.0-28.6%),  $\text{CaO}$  (11.4-26.8%) und  $\text{Sr}$  (331-919ppm) im Sediment und zeichnet somit die hochladenden geochemischen Parameter des karbonatischen Faktors 5 nach. Es werden in den Proben dieses Clusters die niedrigsten  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte (5.5-8.2%) beobachtet. Bedingt durch den Verdünnungseffekt des Karbonats werden die Elemente/Elementoxide  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$  und  $\text{Nb}$  ebenfalls relativ verdünnt und liegen unterhalb ihres jeweiligen Mittelwertes aus dem gesamten Grunddatensatz der 136 klassifizierten Proben (Tab. 4).

Die Clustergruppe 2 dokumentiert Proben mit Gehalten von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Co}$  und  $\text{Cu}$  die deutlich über ihrem jeweiligen Mittelwert aus dem gesamten Grunddatensatzes (Tab. 4) liegen, während  $\text{K}_2\text{O}$  bis auf eine Probe abgereichert ist. Ferner weisen  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Ni}$  und  $\text{Zn}$  mittlere bis hohe Gehalte und  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  und  $\text{Pb}$  mittlere bis niedrige Werte auf. Der Vergleich mit dem Faktor 1, der die vulkanoklastische Fazies dokumentiert, zeigt den primären Zusammenhang der Gruppe mit diesem Faktor an. Innerhalb dieser Gruppe weisen besonders die Sedimente der zentralen Rückenachse (02/1, 16/1, 18/2 und 23/1) stark erniedrigte Konzentrationen an  $\text{SiO}_2$  (50.8-52.8%),  $\text{K}_2\text{O}$  (0.1-0.5%),  $\text{Rb}$  (3.0-23.6ppm),  $\text{Zr}$  (89.7-128ppm),  $\text{Nb}$  (2.0-8.5ppm) und  $\text{La}$  (2.4-12.0ppm) auf. Die Gehalte für  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Co}$  und  $\text{Cu}$  liegen hier deutlich unterhalb der durchschnittlichen Werte dieser Gruppe.

Zwei Drittel der Proben wurden dem Cluster 3 zugeordnet, daß durch eine Heterogenität in allen Parametern, mit Ausnahme von überwiegend geringeren  $\text{CaO}$ -Werten gekennzeichnet ist. Zur weiteren Charakterisierung wurden die Mittelwerte für die einzelnen Elemente/Elementoxide dieser Gruppe mit den jeweiligen Durchschnittswerten des gesamten Grunddatensatzes (Tab. 4) verglichen.

Die mittleren  $\text{C}_{\text{org}}$ -,  $\text{S}$ -,  $\text{SiO}_2$ -,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -,  $\text{MnO}$ -,  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{P}_2\text{O}_5$ -Werte dieser Gruppe (Cluster 3) liegen im Bereich der jeweiligen Mittelwerte (Tab. 4). In den obersten 5cm Sedimente der Kerne 19/1, 20/1 und 21/1 werden die höchsten  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalte (0.7-1.2%) beobachtet. Die Mittelwerte für  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  und  $\text{CaO}$  liegen unterhalb der in Tab. 4 angegebenen Durchschnittswerte. In den Sedimenten der GKG 01/1, 16/2,



**Tab. 4:** Die einzelnen Probencluster sind durch geochemische Parameter charakterisiert. Charakteristische Parameter sind solche die deutlich von den jeweiligen Mittelwerten des Grunddatensatzes abweichen. (++)= wesentlich höher als der arithmetische Mittelwert; (+)= höher als der arith. Mittelwert; (≥)= leicht höher und ähnlich dem arith. Mittelwert; (≤)= leicht niedriger und ähnlich dem arith. Mittelwert; (-)= niedriger als der arith. Mittelwert; (--)= wesentlich niedriger als der arith. Mittelwert.

	Mean	Cluster1	Cluster2	Cluster3
CaCO <sub>3</sub>	5.64	++	-	
C <sub>org</sub>	0.34			
S	0.13			
SiO <sub>2</sub>	60.0		≤	
TiO <sub>2</sub>	1.29	-	≥	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.0	-		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.16	--	+	
MnO	0.20		≤	
MgO	3.59	-	+	
CaO	7.73	++		≤
Na <sub>2</sub> O	1.89	-	≥	
K <sub>2</sub> O	2.06		-	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	≥		
V	187	-	+	
Cr	80.6			
Co	29.1	-	+	
Ni	44.0	-	≥	
Cu	55.0	-	+	
Zn	111	-	≥	
Rb	59.1			
Sr	258	++		
Zr	181			
Nb	18.0	-		
Mo	1.55			
Cs	3.14			
La	25.5			
Pb	15.0		≤	
Th	6.46			
U	1.89			
+ = higher than arithmetic mean				
- = lower than arithmetic mean				
++ = much higher than arithmetic mean				
-- = much lower than arithmetic mean				
≥ = higher and close to arithmetic mean				
≤ = lower and close to arithmetic mean				

19/1 und 20/1 treten jedoch auch  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte bis zu 11% auf.

Unter den Spurenelementen in Cluster 3 weisen V, Co, Cu, Zn, Sr, und Th durchschnittlich erniedrigte Werte auf, während Cr, Ni, Zr, Nb und Mo in ungefähr gleichen mittleren Konzentrationen verglichen mit den Mittelwerten des gesamten Grunddatensatzes vorkommen (Tab. 4). Die Mittelwerte für Rb, Cs, La und Pb sind in dieser Gruppe am höchsten und entsprechen dem detritischen Faktor 2.

Aufgrund der aufgezeigten geochemischen Charakteristika der jeweiligen Cluster lassen sich drei verschiedene Faziestypen innerhalb der Sedimente des Kolbeinsey Rückens unterscheiden.

Die Proben des Clusters 1 kennzeichnen die karbonatische Fazies, die des Clusters 2 die vulkanogene Fazies und die Proben des Clusters 3 dokumentieren die terrigene Fazies.

### 1.3 Klassifizierung der statistisch nicht erfassten Probensätze

In diesem Kapitel sollen zusätzlich jene Proben, die in die statistische Analyse nicht aufgenommen wurden (vgl. Kap. III.4), im Vergleich zu den faktorisierten Gruppen mittels geochemischer Ähnlichkeiten untersucht werden. Damit können alle geochemisch analysierten Proben für die abschließende Interpretation zusammengeführt werden.

Die geochemisch analysierten Proben der nördlichen Kerne 845-2, 845-3, 855-1 und 856-1 zeigen niedrigere  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -,  $\text{TiO}_2$ - und  $\text{MgO}$ -Gehalte als der jeweilige Mittelwert der statistisch erfassten Proben (s. Tab. 4), während die Konzentrationen für  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  darüber liegen. Einige Proben der Sedimentkerne, wie GKG 845-2 (Oberfläche), 855-1 (Oberfläche, 31cm, 35cm) und 856-1 (Oberfläche, 11cm, 21cm), sind durch hohe Konzentrationen an  $\text{CaCO}_3$  (11.5-30.0%),  $\text{CaO}$  (11.0-21.9%) und Sr (334-557ppm) gekennzeichnet, die innerhalb des jeweiligen Konzentrationsbereichs der biogenen Gruppe (Clusters 1) liegen (vgl. Kap. V.1.2). Somit können diese Proben dem karbonatischen Faziesbereich zugeordnet werden.

Alle anderen Proben dieser Kerne weisen für Rb (91.3-117ppm), Cs (4.5-5.8ppm), La (30.0-35.0ppm) und Pb (14.4-23.4ppm) höhere Konzentrationen als die in Tab. 4 angegebenen Durchschnittswerte und zeigen



somit einen ähnlichen Trend wie die Proben der terrigenen Fazies (Clusters 3). Während die Probe 856-1 (31cm) einen  $\text{SiO}_2$ -Gehalt von 70.1% aufweist, liegen die Konzentrationen der anderen Proben zwischen 56.8 und 66.5%. Darüberhinaus können keine über- bzw. unterdurchschnittlichen Konzentrationen in den Haupt- und Spurenelementen festgestellt werden.

Die Oberflächenproben 015, 016, 018 und 019 aus der zentralen Rückenzone südlich der Insel Kolbeinsey sind deutlich angereichert an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ , V, Ni, Co, Cu und zeigen stark erniedrigte Konzentrationen an  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb und Pb. Diese Proben können eindeutig dem vulkanoklastischen Faziesbereich zugewiesen werden.

## 2. Detailstudien an einzelnen Element- und Probengruppen

### 2.1 Die Verteilung der Seltenen Erden Elemente

Die Seltenen Erden Elemente (Lanthaniden) sind die Elemente der Ordnungszahlen von 57 (Lanthan) bis 71 (Lutetium). Die SEE von La bis Eu werden als leichte Seltene Erden (LSEE) bezeichnet, und diejenigen von Gd bis Lu als schwere Seltene Erden (SSEE). Die SEE, außer Ce und Eu, haben ähnliche chemische Eigenschaften und treten als dreiwertige Kationen auf. Das Element Eu tritt in vulkanischen Gesteinen sowohl als zweiwertiges als auch als dreiwertiges Kation auf. Außerhalb sedimentärer Ablagerungen ist es im trivalenten Stadium.

Um einen Überblick über die Verteilung der SEE zu erhalten, wurden die jeweiligen mittleren SEE-Gehalte der geochemisch klassifizierten Gruppen in Bezug zu den SEE in Chondriten gesetzt, d.h. die SEE-Gehalte wurden durch die Chondrit-Gehalte dividiert und logarithmisch aufgetragen. Für diese Arbeit sind die von SUN & McDONOUGH (1989) vorgeschlagenen Chondritwerte zur Normierung verwendet worden (s. Anlage A-15).

Abb. 31 zeigt die jeweilige mittlere SEE-Verteilung der drei geochemisch klassifizierten Gruppe, verglichen mit den ebenfalls nach SUN & McDONOUGH (1989) normierten durchschnittlichen SEE-Verteilungen für terrigene und biogene Sedimente des zentralen und südlichen Atlantiks (aus OTHMANN et al., 1989).

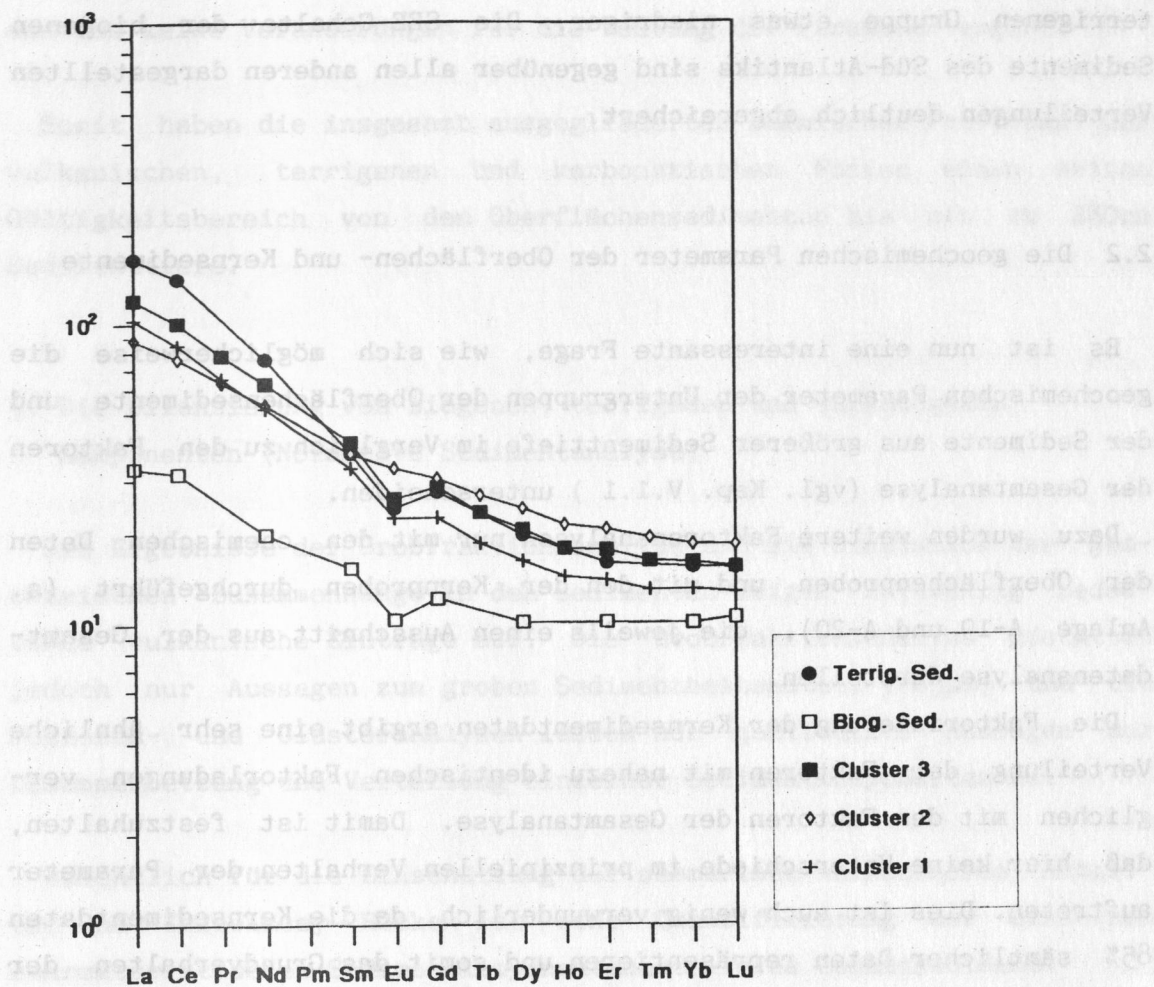


Abb. 31: SEE-Verteilungen der karbonatischen Gruppe (Cluster 1), vulkanogenen Gruppe (Cluster 2) und terrigenen Gruppe (Cluster 3) zusammen mit denen von terrigenen Sedimenten des Zentral-Atlantiks und von biogenen Sedimenten des Süd-Atlantiks (OTHMANN et al., 1989).

In allen drei Clustern ist eine stärkere Anreicherung der LSEE gegenüber den SSEE zu erkennen. Die vulkanogene Gruppe (Cluster 2) weist die niedrigsten Gehalte in den LSEE und die höchsten in den SSEE auf. Die karbonatische Gruppe (Cluster 1) und die terrigene Gruppe (Cluster 3) sind durch eine negative Eu-Anomalie gekennzeichnet.

Ein Vergleich mit der SEE-Verteilung der terrigenen Sedimente des zentralen Atlantiks zeigt eine deutliche Ähnlichkeit mit dem denen der terrigenen Gruppe. Nur die La-, Ce- und Pr-Werte liegen bei der

terrigenen Gruppe etwas niedriger. Die SEE-Gehalte der biogenen Sedimente des Süd-Atlantiks sind gegenüber allen anderen dargestellten Verteilungen deutlich abgereichert.

## 2.2 Die geochemischen Parameter der Oberflächen- und Kernsedimente

Es ist nun eine interessante Frage, wie sich möglicherweise die geochemischen Parameter der Untergruppen der Oberflächensedimente und der Sedimente aus größerer Sedimenttiefe im Vergleich zu den Faktoren der Gesamtanalyse (vgl. Kap. V.1.1) unterscheiden.

Dazu wurden weitere Faktorenanalysen nur mit den chemischen Daten der Oberflächenproben und mit den Kernproben durchgeführt (s. Anlage A-19 und A-20), die jeweils einen Ausschnitt aus der Gesamt-datenanalyse darstellen.

Die Faktorisierung der Kernsedimentdaten ergibt eine sehr ähnliche Verteilung der Faktoren mit nahezu identischen Faktorladungen verglichen mit den Faktoren der Gesamtanalyse. Damit ist festzuhalten, daß hier keine Unterschiede im prinzipiellen Verhalten der Parameter auftreten. Dies ist auch wenig verwunderlich, da die Kernsedimentdaten 85% sämtlicher Daten repräsentieren und somit das Grundverhalten der geochemischen Parameter ganz wesentlich beeinflussen.

Aber obwohl die Oberflächensedimentdaten nur 15% des Gesamtdatensatzes darstellen, fällt auch ihre Faktorenverteilung im Vergleich zur Gesamtdatenanalyse vergleichbar aus.

Die nachweisbaren Unterschiede beziehen sich zum einen auf den vulkanogenen Faktor 1, der im Vergleich zur Gesamtdatenanalyse neben den positiven Ladungen auf  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cu}$ , und  $\text{Zn}$  noch eine zusätzliche auf  $\text{MnO}$  aufweist. Dagegen ist  $\text{MnO}$  in der Gesamtdatenanalyse zusammen mit Schwefel und  $\text{C}_{\text{org}}$  im organischen Faktor 3 eng korreliert. Im organischen Faktor der Oberflächensedimentanalyse ist nur eine positive Ladung auf  $\text{C}_{\text{org}}$  nachweisbar. Dieses differenzierte Verhalten der "empfindlichen" Parameter  $\text{MnO}$ ,  $\text{S}$  und  $\text{C}_{\text{org}}$  wird auf die unterschiedlichen Redox-Reaktionen bei den biochemischen Abbau-prozessen oberhalb und unterhalb der Chemokline zurückgeführt.

Innerhalb der terrigenen Faktoren ist eine Umgruppierung der positiv geladenen Elemente  $\text{Zr}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Mo}$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  im Vergleich zur Gesamtanalyse festzustellen. Generell kann jedoch festgehalten werden, daß sich

dadurch keine Veränderungen für die Deutung der Parameter ergibt.

Somit haben die insgesamt ausgegliederten chemischen Provinzen der vulkanischen, terrigenen und karbonatischen Fazies einen weiten Gültigkeitsbereich von den Oberflächensedimenten bis hin zu 280cm Sedimenttiefe.

### 3. Die Bilanzierung von biogenen, terrigenen und vulkanogenen Komponenten (Normative Sedimentanalyse)

Die Ergebnisse der Grobfraktionsanalyse und die Diskussion der geochemischen Zusammenhänge in den Sedimenten zeigen zeitweilig bedeutende vulkanische Einträge auf. Die Grobfraktionsanalyse gestattet jedoch nur Aussagen zum groben Sedimentbestandteil ( $>63\mu\text{m}$ ) und die Faktoren- und Clusteranalysen lassen nur qualitative Aussagen zur Zusammensetzung und Verteilung einzelner Sedimentkomponenten zu.

Wesentlich für die Einschätzung der submarinen vulkanischen Aktivität am Kolbeinsey Rücken ist eine Quantifizierung der einzelnen charakteristischen Sedimentkomponentenanteile am Gesamtsediment.

BISCHOFF et al. (1979) und DYMOND (1981) berechneten mittels normativer Sedimentmodelle den absoluten Anteil verschiedener Komponenten am Gesamtsediment. Eine Abschätzung von biogenen, lithogenen und hydrothermalen Komponenten führten METZ et al. (1988) mit Hilfe der Karbonat- und Aluminium-Daten durch. Dabei wurde der biogene Anteil gleichgesetzt mit dem Karbonatgehalt und der lithogene Anteil wurde unter der Annahme von LAMBERT et al. (1984), daß der Anteil von detritischen Tonen im Nord-Atlantik gleich das zehnfache der Aluminium-Konzentration ist, abgeschätzt. Aus der Subtraktion der ermittelten biogenen und lithogenen Anteile von 100% errechneten sie den hydrothermalen Anteil am Gesamtsediment.

Eine Bilanzierung der Sedimente vom Kolbeinsey Rücken wurde hier in Anlehnung an METZ et al. (1988) durchgeführt. Die Anteile von biogenem, terrigenem und vulkanogenem Material wurden über die gewichtsprozentualen Gehalte kieseliger Biogene,  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{K}_2\text{O}$  berechnet.



Der biogene Anteil der Sedimente wurde gleichgesetzt mit dem  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt, da nach den sedimentologischen Ergebnissen  $\text{C}_{\text{org}}$  und kieselige Biogene zusammen in der Regel <2% am Gesamtsediment ausmachen. Eine Ausnahme bilden die Oberflächensedimente 10/2, 19/1, 20/1 und 21/1, die deutlich höhere Gehalte an kieseligen Biogenen aufweisen (4.3-10.7 Gew.-%). Für diese Proben ergibt sich der biogene Anteil aus

$$\%_{\text{biogen}} = \text{Gew.}\%_{\text{CaCO}_3} + \text{Gew.}\%_{\text{kieselige Biogene}}$$

Der terrigene Anteil für die Proben der terrigenen Gruppe (Cluster 3) ergibt sich aus:

$$\%_{\text{terrigen}} = 100\% - \%_{\text{biogen}}$$

In der vulkanogenen Gruppe kann der terrigene Anteil, unter der Voraussetzung das alles  $\text{K}_2\text{O}$  an terrigenes Material gebunden ist, über die  $\text{K}_2\text{O}$ -Konzentration des Gesamtsedimentes berechnet werden.

Der Kaliumgehalt für Karbonatsedimente ist fast ausschließlich an die nicht-karbonatische Fraktion gebunden (WEDEPOHL, 1969). BOWEN (1966) dokumentiert nicht nachweisbare Kaliumkonzentrationen für kalkige Foraminiferen, kalkige Schwämme, Korallen, Mollusken und Echinodermen, und gibt einen mittleren Gehalt von 5.8ppm für kieselige Schwämme an.

Der durchschnittliche  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt für basaltische Komponenten vom Kolbeinsey Rücken beträgt 0.07 % (LACKSCHEWITZ & WALLRABE-ADAMS, in press; DEVEY et al., submitt.).

Der  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt für tonige Sedimente ist überwiegend an Tonminerale, Kaliumfeldspäte und Glimmer gebunden, wobei dieser gewöhnlich hoch korreliert ist mit dem Tonmineralgehalt (WELBY, 1958). WEAVER (1965) berichtet von hohen K-Konzentrationen in Illiten. CHESTER (1965) gibt einen durchschnittlichen  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt von 2.35% für pelagische Tiefseesedimente an.

Somit muß annähernd die gesamte  $\text{K}_2\text{O}$ -Konzentration in den Proben der vulkanogenen Gruppe auf deren terrigenen Anteil zurückgeführt werden. Für die Berechnung des terrigenen Anteils in dieser Gruppe wurde zunächst der arithmetische Mittelwert von 2.43% für  $\text{K}_2\text{O}$  aus der nicht-karbonatischen Fraktion der Proben der terrigenen Gruppe (Cluster 3)

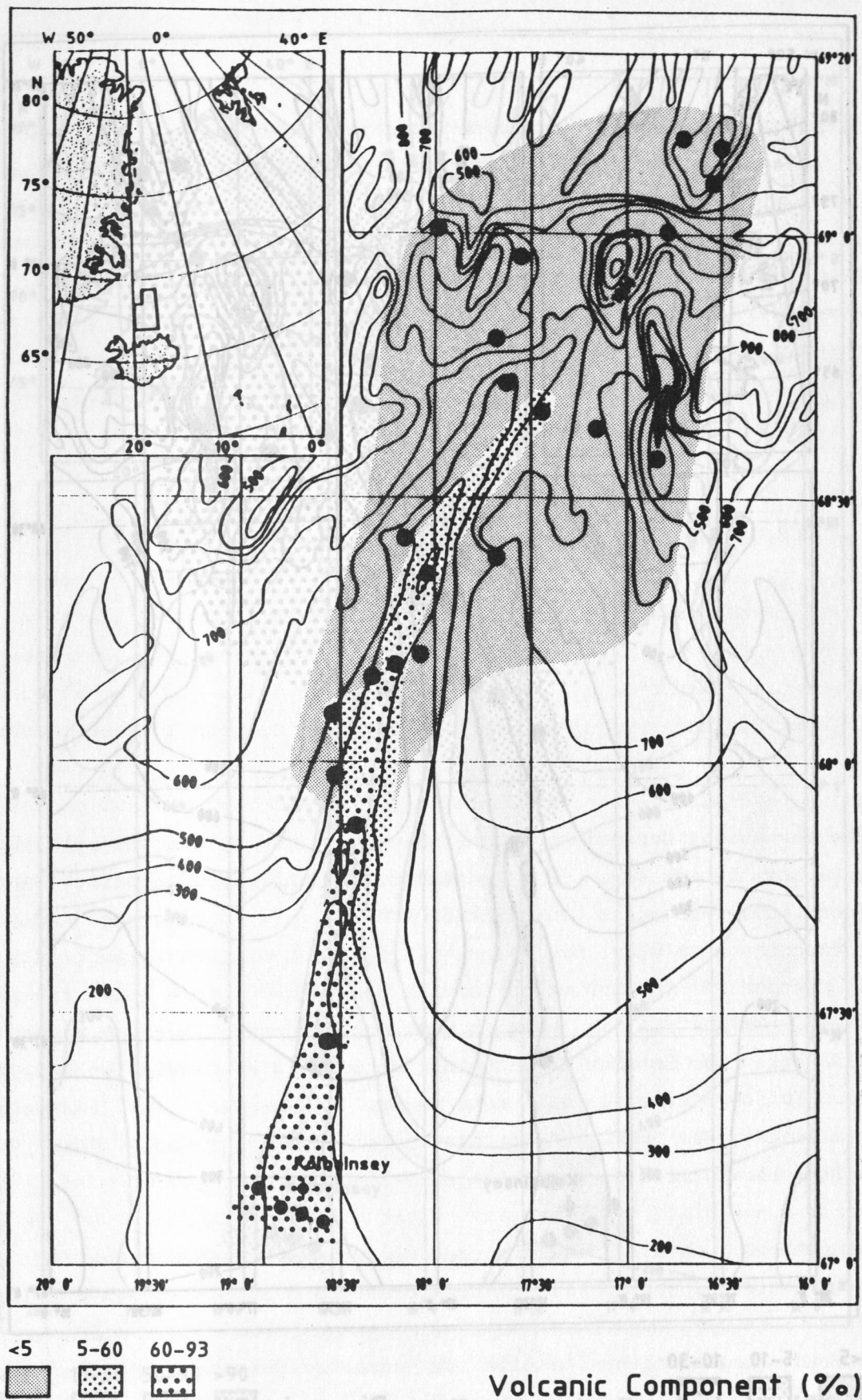


Abb. 32: Verbreitungsmuster der vulkanischen Komponente in den Oberflächensedimenten zwischen 67°N und 69°N.



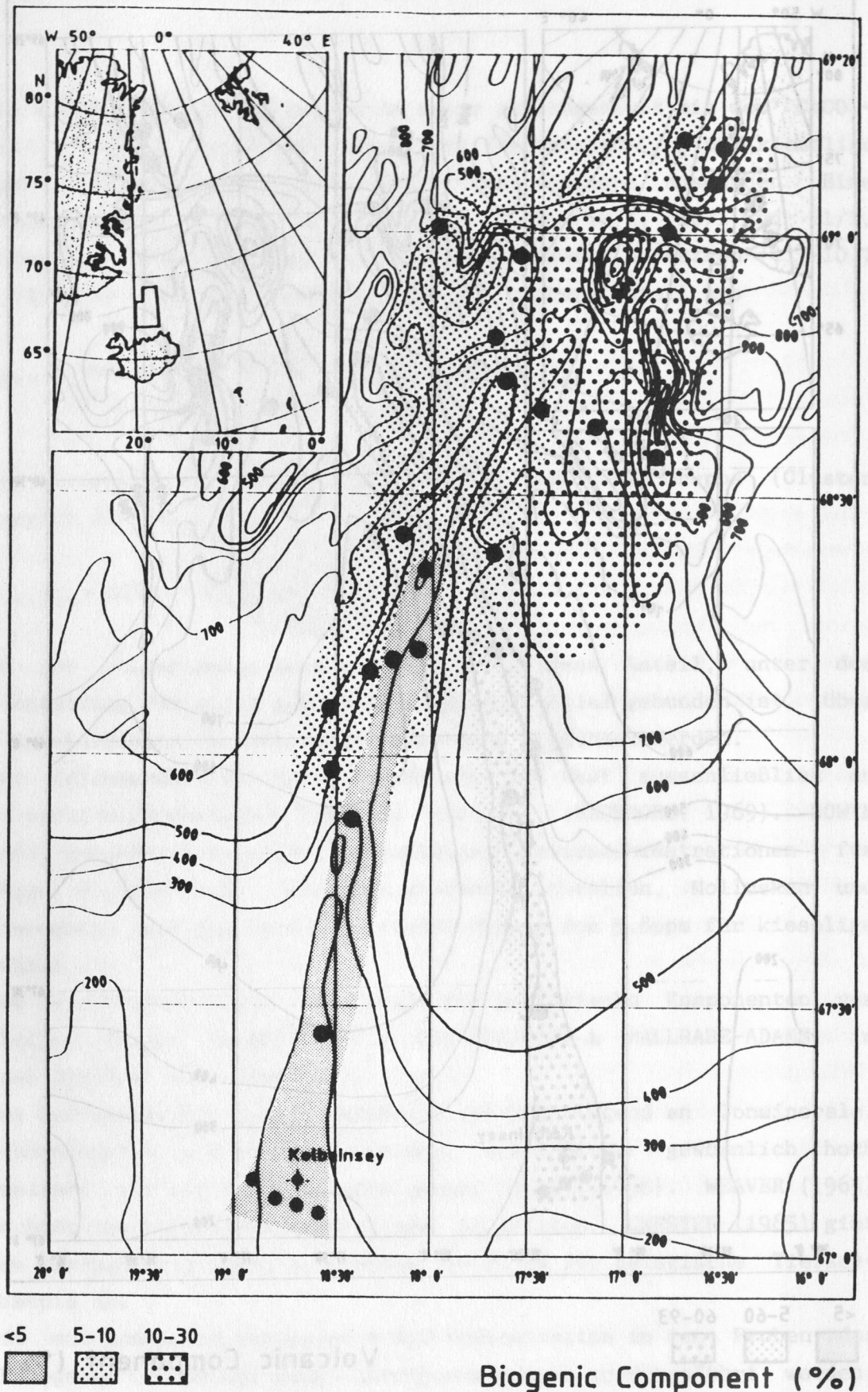


Abb. 33: Verbreitungsmuster der biogenen Komponente in den Oberflächensedimenten zwischen 67°N und 69°N.

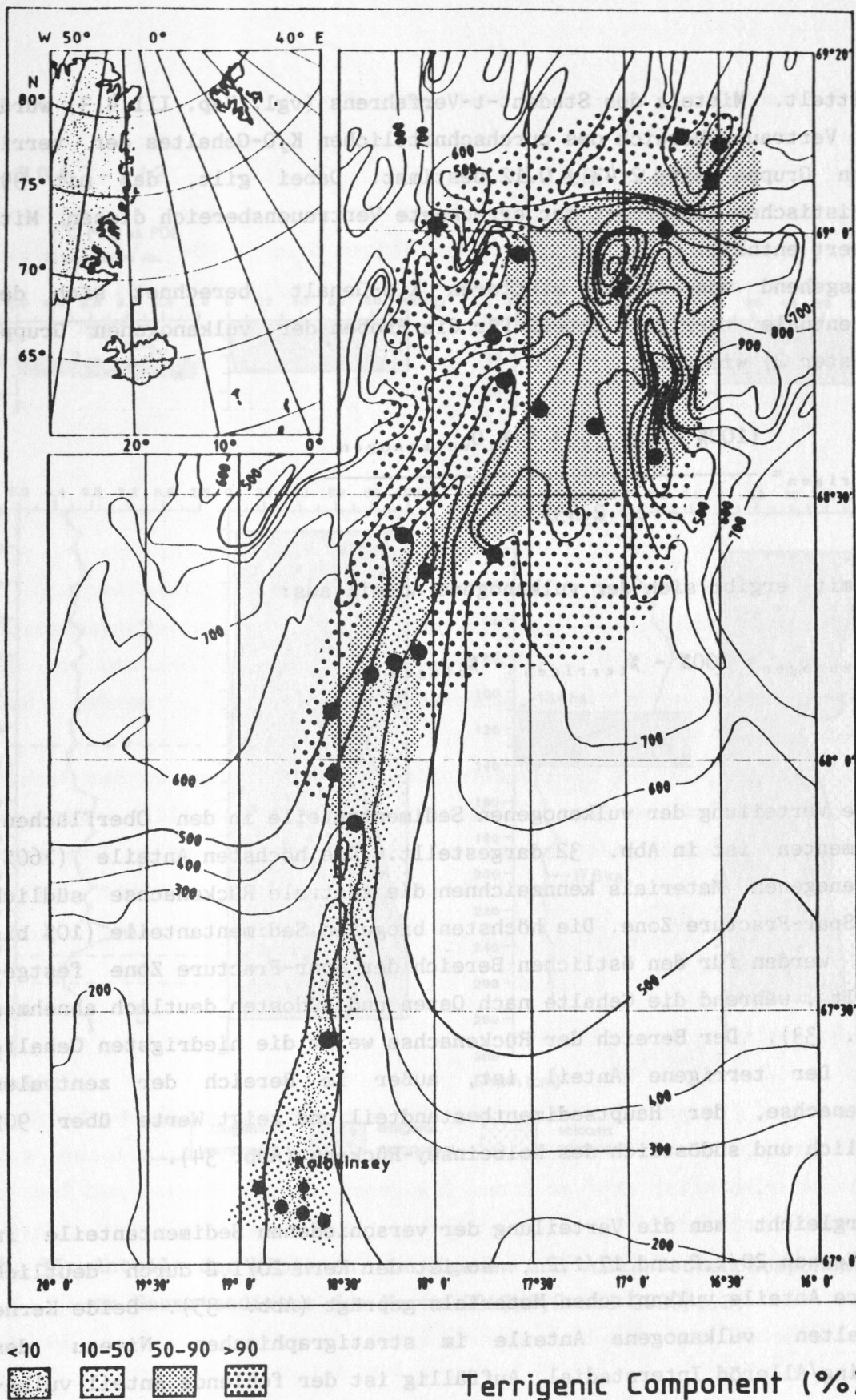


Abb. 34: Verbreitungsmuster der terrigenen Komponente in den Oberflächensedimenten zwischen 67°N und 69°N.



ermittelt. Mittels des Student-t-Verfahrens (vgl. Kap. III 4.3) wurde der Vertrauensbereich des durchschnittlichen  $K_2O$ -Gehaltes der terrigenen Gruppe mit  $2.43 \pm 0.12$  bestimmt. Dabei gilt, daß mit 99% statistischer Sicherheit der errechnete Vertrauensbereich diesen Mittelwert enthält.

Ausgehend von diesem mittleren  $K_2O$ -Gehalt berechnet sich der prozentuale terrigene Anteil für die Proben der vulkanogenen Gruppe (Cluster 2) wie folgt:

$$\%_{\text{terrigen}} = \frac{(100\% - \%_{\text{biogen}}) * K_{2O_{\text{vulkanogen}}}}{2.43\%}$$

Somit ergibt sich der vulkanogene Anteil aus:

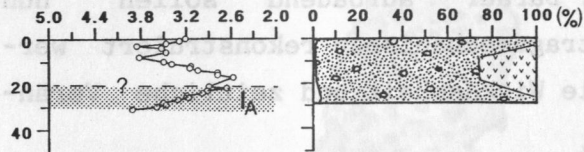
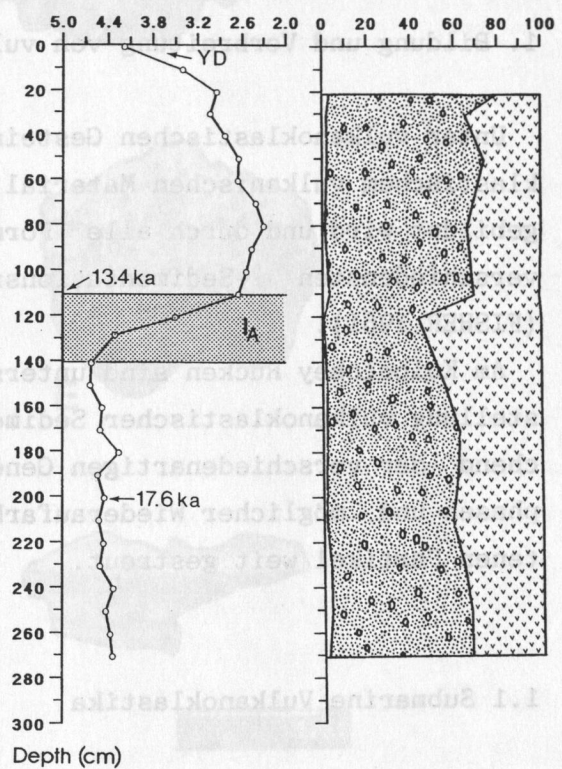
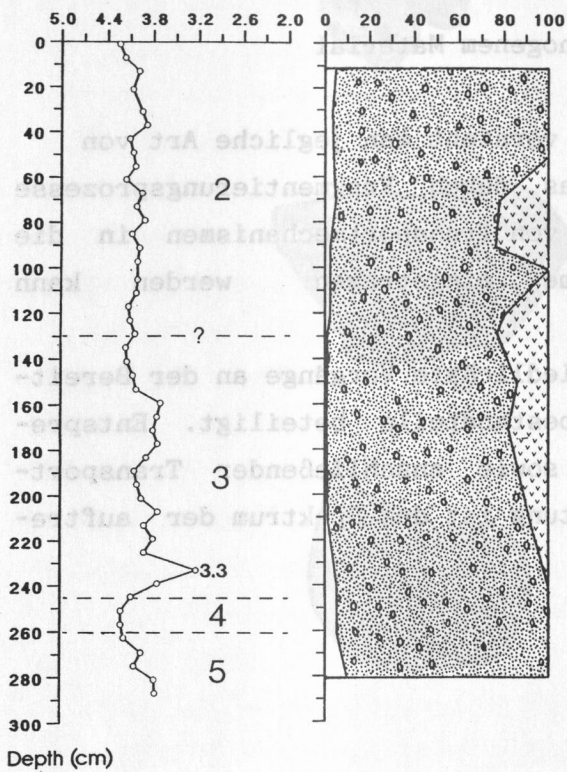
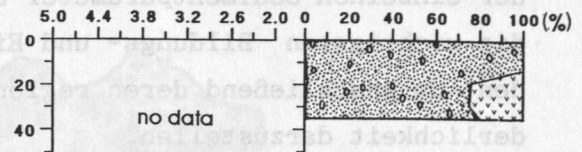
$$\%_{\text{vulkanogen}} = 100\% - \%_{\text{terrigen}} - \%_{\text{biogen}}$$

Die Verteilung der vulkanogenen Sedimentanteile in den Oberflächensedimenten ist in Abb. 32 dargestellt. Die höchsten Anteile (>60%) vulkanogenen Materials kennzeichnen die zentrale Rückenachse südlich der Spar-Fracture Zone. Die höchsten biogenen Sedimentanteile (10% bis 30%) werden für den östlichen Bereich der Spar-Fracture Zone festgestellt, während die Gehalte nach Osten und Südosten deutlich abnehmen (Abb. 33). Der Bereich der Rückenachse weist die niedrigsten Gehalte auf. Der terrigene Anteil ist, außer im Bereich der zentralen Rückenachse, der Hauptsedimentbestandteil und zeigt Werte über 90% westlich und südöstlich des Kolbeinsey-Rückens (Abb. 34).

Vergleicht man die Verteilung der verschiedenen Sedimentanteile in den Kernen 20/1,2 und 17/1,2, so ist der Kern 20/1,2 durch deutlich höhere Anteile vulkanischen Materials geprägt (Abb. 35). Beide Kerne enthalten vulkanogene Anteile im stratigraphischen Niveau des Bölling/Alleröd Interstadial. Auffällig ist der fehlende Anteil vulkanischer Komponenten im mittleren O-Isotopenstadium 2 des Kern 17/1,2 gegenüber relativ hohen Anteilen im Kern 20/1,2. Im O-Isotopenstadium 3 des Kern 17/1,2 sind dagegen wieder bedeutende vulkanogene Anteile

0017-1/2

0020-1/2

 $\delta^{18}\text{O}$  (‰) vs. PDB*N. pachyderma* sin. $\delta^{18}\text{O}$  (‰) vs. PDB*N. pachyderma* sin.

biogenic component    terrigenous component    volcanic component

Abb. 35: Anteile der biogenen, terrigenen und vulkanischen Komponenten am Gesamtsediment der Kerne 0017/1,2 und 0020/1,2.

zu beobachten, während die Sedimente im 0-Isotopenstadium 4 und oberen 0-Isotopenstadium 5 nur noch geringe biogene und hohe terrigene Anteile aufweisen.



## VI Sedimentationsprozesse am Kolbeinsey Rücken

Die qualitativen und quantitativen Ergebnisse der Grobfraction und der geochemisch erfaßten Daten zeigen eine große Variabilität der einzelnen Sedimentparameter an. Darauf aufbauend sollen nun die wichtigsten Bildungs- und Eintragsmechanismen rekonstruiert werden, um anschließend deren regionale Wirksamkeit und zeitliche Veränderlichkeit darzustellen.

### 1. Bildung und Verbreitung von vulkanogenem Material

Unter vulkanoklastischen Gesteinen versteht man jegliche Art von klastischem vulkanischen Material, das durch Fragmentierungsprozesse gebildet wird und durch alle Formen von Transportmechanismen in die verschiedensten Sedimentationsräume eingetragen werden kann (FISHER 1961).

Am Kolbeinsey Rücken sind unterschiedlichste Vorgänge an der Bereitstellung vulkanoklastischer Sedimentbestandteile beteiligt. Entsprechend der verschiedenartigen Genese sowie anschließender Transportphasen und möglicher Wiederaufarbeitung ist das Spektrum der auftretenden Partikel weit gestreut.

#### 1.1 Submarine Vulkanoklastika

Die meist "frischen" vulkanischen Partikel im zentralen Abschnitt des südlichen Kolbeinsey Rückens dokumentieren submarine Eruptionen entlang der vulkanisch aktiven Zone. Die geochemischen Haupt- und Spurenelementkonzentrationen der vulkanischen Gläser und Basalte zeigen eine 'normale' MORB-Charakteristik (LACKSCHEWITZ & WALLRABE-ADAMS, in press; DEVEY et al., submitt.). Dieses spiegelt sich auch nach den geochemischen Ergebnissen in der Zusammensetzung der zentralen Rückensedimente wider.

Der hohe Anteil vulkanischer Gläser massiver bis bimssteinartiger Ausbildung in den Oberflächensedimenten südlich der Insel Kolbeinsey (Abb. 36) ist vor allem durch die Anzahl und die Größe ein-

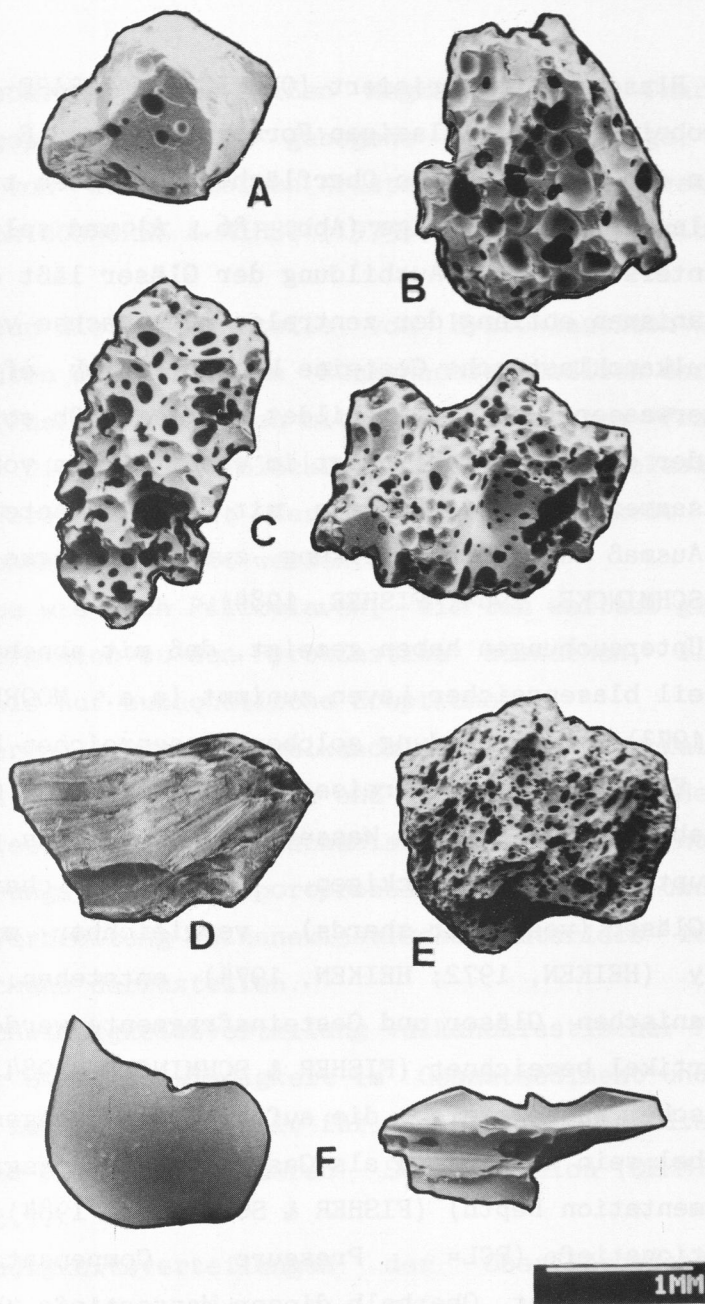


Abb. 36: Charakteristische vulkanische Glastypen aus den Sedimenten des Kolbeinsey Rückens (aus OEHMIG & WALLRABE-ADAMS, submitt.). A: blockig, wenige Blasen, dunkelbraun; B: blockig, blasig, dunkelbraun; C: stark blasig, braun; D: längliche Fragmente mit Blasen, braun; E: bimsartige Fragmente, stark blasig, schwach bräunlich; F: flache bogige Fragmente von Blasenwänden und Zwickeln, hellbraun u. farblos.



geschlossener Blasen charakterisiert (OEHMIG & WALLRABE-ADAMS, submitt.), wobei hier die blasigen Formen B, C und E der Abb. 36 dominieren. In den nördlicheren Oberflächensedimenten treten dagegen nur nahezu blasenfreie, blockige (Abb. 36, A) und splittrige Gläser auf. Diese unterschiedliche Ausbildung der Gläser läßt differenzierte Eruptionsmechanismen entlang der zentralen Rückenachse vermuten.

Submarine vulkanoklastische Gesteine können durch effusive sowie explosive Unterwassereruptionen gebildet werden. Ob solche Eruptionen effusiv oder explosiv sind, hängt im wesentlichen von der Wassertiefe, der Zusammensetzung des Magmas mit seinem Anteil flüchtiger Gase und dem Ausmaß der Wechselwirkung zwischen Magma und Wasser ab (FISHER & SCHMINCKE, 1984; FISHER, 1984).

Zahlreiche Untersuchungen haben gezeigt, daß mit abnehmender Wassertiefe der Anteil blasenreicher Laven zunimmt (u.a. MOORE, 1970; MOORE & SCHILLING, 1973). Die Bildung solcher blasenreichen Laven ist auf subaquatische Eruptionen unter Freisetzung magmatischer Gase zurückzuführen. Erst ab einer kritischen Wassertiefe können als direkte Folge explosiver Eruptionen neben blockigen, häufiger charakteristische blasenreiche Gläser (vesicular shards), vergleichbar mit denen der Insel Surtsey (HEIKEN, 1972; HEIKEN, 1974) entstehen. Die blasenreichen vulkanischen Gläser und Gesteinsfragmente werden als pyroklastische Partikel bezeichnet (FISHER & SCHMINCKE, 1984).

Die kritische Wassertiefe, die aufgrund der obengenannten Faktoren variabel sein kann, wird als Gasfragmentierungsgrenze (VFD= Volatile Fragmentation Depth) (FISHER & SCHMINCKE, 1984) oder auch als Druckkompensationstiefe (PCL= Pressure Compensation Level) (FISHER, 1984) bezeichnet. Oberhalb dieser Wassertiefe übersteigt der Gasdruck des Magmas den darüberliegenden Wasserdruck. Die VFD ist bei basaltischen Magmen generell flacher als 500m (McBIRNEY, 1963).

Der hohe Anteil pyroklastischer Fragmente in den untersuchten Oberflächensedimenten im Bereich der Insel Kolbeinsey dokumentiert den explosiven basischen Vulkanismus bei Wassertiefen von <500m.

Bei ruhigem Austritt gasarmer Lava unterhalb der VFD bzw. PCL führen effusive Eruptionen zu einer hydroklastischen Fragmentierung, die auf den Kontakt zwischen dem heißen Magma und dem kühleren Wasser zurückzuführen ist (FISHER & SCHMINCKE, 1984). Bei diesem Prozeß kommt es zur Granulitbildung und zum thermischen Absplittern aufgrund des

schnellen Abschreckens der heißen Magmaoberfläche. Charakteristische Fragmentierungsprodukte sind gebogene oder blockige, blasenfreie Glasscherben von den glassigen Krusten der Pillow-Laven (SCHMINCKE, 1983), die nach HONNOREZ & KIRST (1975) als Hyaloklastite bezeichnet werden.

Demnach weisen die hohen Anteile von Hyaloklastiten in den Oberflächensedimenten der zentralen Rückenachse nördlich der Insel Kolbeinsey auf effusive Eruptionen mit hydroklastischen Fragmentierungsprozessen hin. Die Bildung blockiger bis schwach blasiger Partikel kann auch in Verbindung mit der explosiven Tätigkeit am südlichen Kolbeinsey Rücken beobachtet werden.

Hyaloklastite wie auch Pillowlaven, die den weitaus größeren Anteil am MOR im Vergleich zu den Pyroklastika ausmachen, sind ein eindeutiger Hinweis auf subaquatische Eruptionen.

Die Anreicherung submarinen vulkanoklastischen Materials in den Sedimenten des Kolbeinsey Rückens und der angrenzenden Becken ist die Folge verschiedener Eintragsmechanismen. Ziel ist es nun, die wirksamen Ablagerungs- und Transportprozesse aufzuzeigen und ihre Bedeutung für die Verbreitung vulkanoklastischen Materials im Bereich des Kolbeinsey Rückens darzustellen.

Die Sinkgeschwindigkeitsverteilung vulkanoklastischer Partikel, die Verteilung der Sinkgeschwindigkeit im Gesamtsediment und in Korngrößenfraktionen ist sehr indikativ für den Einfluß erodierender bzw. akkumulierender Prozesse auf deren Sedimentation (OEHMIG & WALLRABE-ADAMS, submitt.).

Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der Oberflächensedimente aus der zentralen Rückenachse, dominiert durch vulkanisches Material, zeigen eine Zunahme der langsamen Sinkkorngrößen von Süd nach Nord. Der weitgehend fehlende Anteil der feinen Komponenten in den Sedimenten vom südlichen Kolbeinsey Rücken weist auf erodierende Bodenströmungen hin (LACKSCHEWITZ et al., im Druck), die hier feinkörnige Sedimentpartikel mobilisieren bzw. ihre Sedimentation verhindern. Nach Beobachtungen während einer Fahrt des Tauchbootes GEO 1988 in diesem Rückenbereich betragen die Strömungsgeschwindigkeiten wenige Meter über Grund bis 1m/s (frdl. mdl. Mitt. Stüben, GPI Kiel). Aufgrund der Wassertiefen von weniger als 200m in diesem zentralen Rückenabschnitt werden diese erosiven Prozesse auf das hier wirksame Irminger Oberflächenstromsystem, das nach SWIFT & AARGARD (1981) Tiefen bis

200m erreicht, zurückgeführt.

Das breite Spektrum vulkanischer Komponenten im schnellen Sinkgeschwindigkeitsbereich in den Sedimenten der Rückenflanken weist ferner auf einen Hangabtransport im Rückenbereich hin.

Die deutliche Abnahme des Hyaloklastit-Anteils mit zunehmender Entfernung vom Rückenzentrum in den Oberflächensedimenten der angrenzenden Becken nördlich der Insel Kolbeinsey zeigt, daß submarine effusive Eruptionen zu keiner bedeutenden Verbreitung vulkanischen Materials führen. Hyaloklastite, die unterhalb der PCL bzw. VFD entstehen, sind im allgemeinen an die zentrale aktive Zone der Spreizungsachse gebunden und können nur durch Bodenströmungen bzw. Sedimenttransport in weitere Entfernungen verteilt werden (CAREY & SIGURDSSON, 1984).

## 1.2 Herkunft und Verbreitung subaerischer vulkanischer Gläser

Weitere typische vulkanogene Komponenten in den untersuchten Sedimenten sind dünne transparente vulkanische Gläser (s. Abb. 36, Typ F). Diese werden in den Sedimenten des Kolbeinsey Rückens unter anderem im stratigraphischen Niveau der Jüngeren Dryas beobachtet. Hier bilden sie einen charakteristischen Tephra-Horizont mit zusätzlich geringen Anteilen an braunen Gläsern (vgl. Kap. IV.3).

Eine Haupt- und Spurenelementanalyse der transparenten Gläser aus dem Tephra-Horizont des GKG 01/1 in 31cm Teufe ist in Tab. 5 zusammen mit der chemischen Zusammensetzung der typischen rhyolitischen Gläser der 'Vedde-Asche' (MANGERUD et al. 1984) und submariner brauner vulkanischer Gläser und Basalte des Kolbeinsey Rückens (LACKSCHEWITZ & WALLRABE-ADAMS, in press; DEVEY et al., submitt.) dargestellt.

Die charakteristischen transparenten Gläser sind durch einen hohen  $\text{SiO}_2$ -Gehalt gekennzeichnet. Der Vergleich mit den Daten der basaltischen Gläser bzw. Gesteine zeigt, daß der hohe  $\text{SiO}_2$ -Gehalt verbunden ist mit einer Zunahme der Alkalien  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  sowie mit einer Abnahme der Oxid-Gehalte von Ti, Fe, Mg und Ca. Die  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - und  $\text{MnO}$ -Gehalte weisen dagegen keine wesentlichen Veränderungen auf. Nach dem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt entstammen die untersuchten Gläser einer stark differen-

Tab. 5: Haupt- und Spurenelementgehalte rhyolitischer Gläser aus GKG 0001/1 (31cm Teufe) im Vergleich zu rhyolitischen Gläsern der Vedde-Asche (MANGERUD et al. 1984), basaltischen Gläsern (LACKSCHEWITZ & WALLRABE-ADAMS, in press) und Basaltgesteinen (DEVEY et al., submitt.) vom Kolbeinsey Rücken.

	Rhyolitic glass GKG 0001/1 (31 cm)	Vedde ash MANGERUD et al. (1984)	Basaltic glass Kolbeinsey Ridge LACKSCHEWITZ & WALLRABE-A. (in press)	Average basaltic rocks, Kolbeinsey Ridge; DEVEY et al. (submitt.)
SiO <sub>2</sub>	70.66	72.97	50.61	50.21
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.28	1.19	0.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.72	13.16	13.32	14.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.93	4.21	13.02	12.86
MnO	0.18	0.15	0.2	0.21
MgO	0.29	0.21	7.6	7.76
CaO	1.6	1.25	11.71	11.90
Na <sub>2</sub> O	5.56		1.72	1.83
K <sub>2</sub> O	3.25	3.25	0.07	0.07
V	25.7			
Cr	5.9			225
Co	3.7			59
Ni	33.2			105
Cu	9.8			124
Zn	161			95
As	5.3			
Rb	66.5			1.36
Sr	125			75
Zr	939			46
Nb	123			2.5
Mo	7.8			
Cs	0.91			
Ba	613			14
La	73.5			1.9
Ce	158			5.3
Pr	19.6			0.94
Nd	81.3			5.4
Sm	16.8			2.0
Eu	3.5			0.81
Gd	15.7			2.9
Tb	2.6			0.59
Dy	15.7			4.1
Ho	3.0			0.91
Er	8.5			2.8
Tm	1.2			0.41
Yb	7.5			2.8
Lu	1.0			0.42
Pb	7.4			0.58
Th	10.1			0.13
U	3.2			0.07



zierten Magma und werden aufgrund ihres  $\text{SiO}_2/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ -Verhältnisses von 8.0 als rhyolithische Gläser bezeichnet (LE MAITRE 1989).

Diese starke Differenzierung wird auch besonders deutlich bei der Betrachtung der Spurenelementkonzentrationen. Bis auf Sr zeigen die kompatiblen Elemente Ni, Cr, V, Sr, Zn, Co und Cu deutlich geringere Konzentrationen in den rhyolithischen Gläsern im Vergleich zu den Basaltgesteinen. Bei den inkompatiblen Elementen Ba, Rb, Zr, Ce, Nb, Th und U sind hohe Gehalte zu verzeichnen.

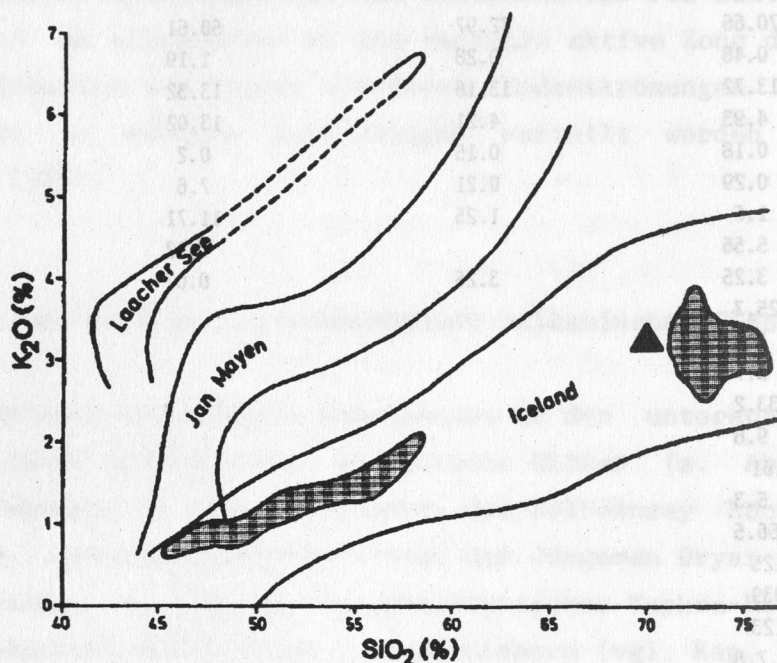


Abb. 37:  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ -Diagramm mit den jeweiligen Verhältnissen der Vulkanite von Island, Jan Mayen, Laacher See und der Vedde-Asche (gekreuzte Signatur) aus MANGERUD et al. (1984). Das schwarze Dreieck zeigt das  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältniss der rhyolithischen Gläser aus dem GKG 0001/1 (31cm Teufe).

Der Vergleich der Hauptelementkonzentrationen der rhyolithischen Gläser aus GKG 01/1 mit denen der 'Vedde-Asche' deutet an, daß beide Aschen aus dem selben Liefergebiet stammen müssen. Die Abb. 37 zeigt das  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis für Gläser der Vedde-Asche (gekreuzte Signatur) verglichen mit den Verhältnissen von Vulkaniten Islands, Jan Mayen und Laacher See (aus MANGERUD et al. 1984). Das  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ -Ver-

hältnis der rhyolitischen Gläser aus dem GKG 01/1 (schwarzes Dreieck) fällt dabei deutlich ins Feld der isländischen Vulkanite.

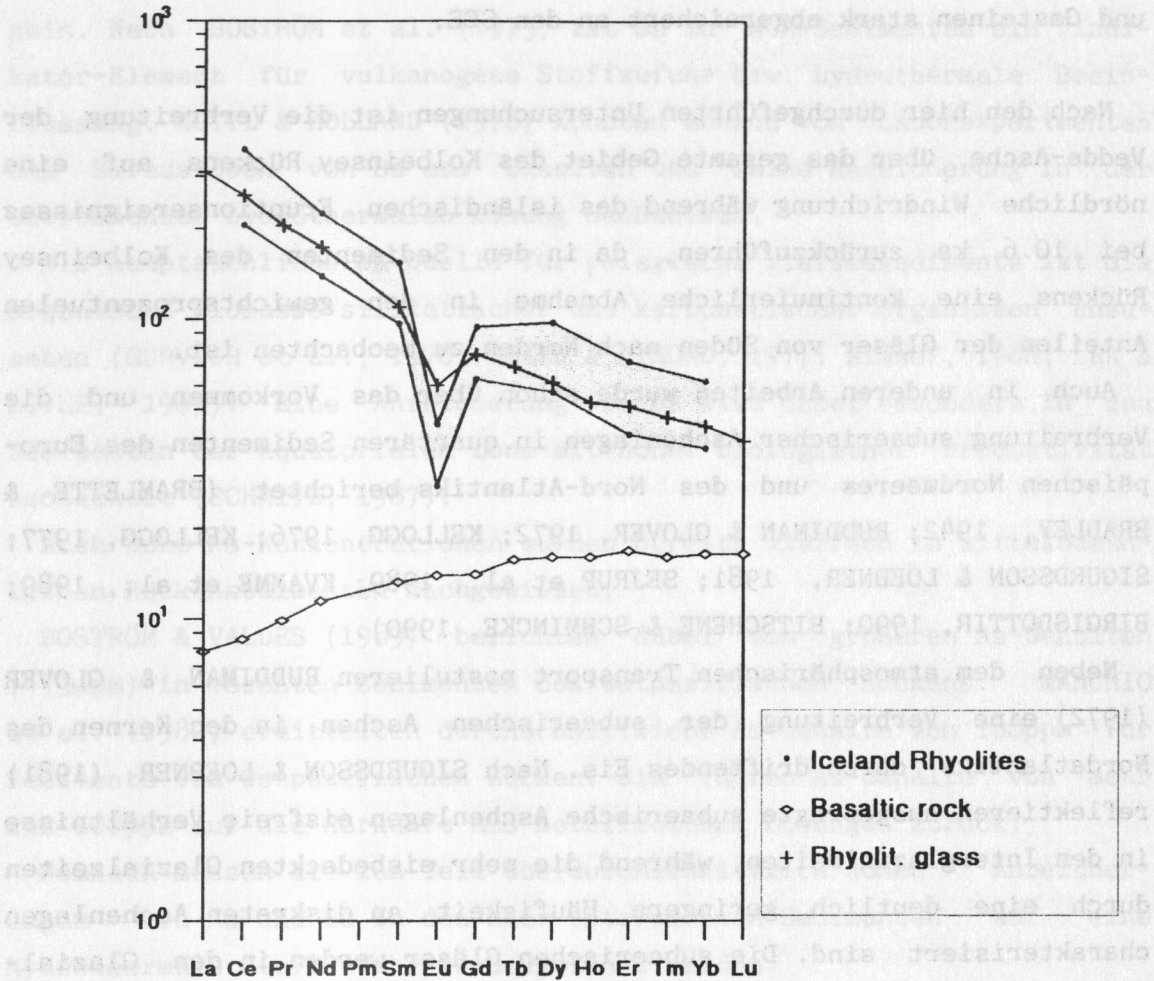


Abb. 38: SEE-Verteilung der rhyolitischen Gläser aus dem GKG 0001/1 (31cm Teufe) im Vergleich zu denen von isländischen Rhyoliten (O'NIONS & GRÖNVOLD, 1973) und Basalten vom Kolbeinsey Rücken (DEVEY et al., submitt.).

In Abb. 38 sind die chondrit-normierten Gehalte von den SEE der rhyolitischen Gläser aus GKG 01/1 im Vergleich zu denen der isländischen Rhyolite (O'NIONS & GRÖNVOLD, 1973) und der Basaltgesteine des Kolbeinsey Rückens (DEVEY et al., submitt.) aufgetragen. Die Gläser der Probe 01/1 (31cm) zeigen eine 130 bis 310-fache Anreicherung der SEE, wobei eine bevorzugte Anreicherung der SSEE zu erkennen ist. Ferner fällt eine negative Eu-Anomalie auf. Die Gehalte der SEE liegen, bis auf Eu, deutlich im Konzentrationsspektrum der isländischen Rhyolite.

Demgegenüber zeigen die SEE der Kolbeinsey Basalte eine gänzlich andere Verteilung und sind verglichen mit den rhyolitischen Gläsern und Gesteinen stark abgereichert an den SEE.

Nach den hier durchgeführten Untersuchungen ist die Verbreitung der Vedde-Asche über das gesamte Gebiet des Kolbeinsey Rückens auf eine nördliche Windrichtung während des isländischen Eruptionseignisses bei 10.6 ka zurückzuführen, da in den Sedimenten des Kolbeinsey Rückens eine kontinuierliche Abnahme in den gewichtsprozentualen Anteilen der Gläser von Süden nach Norden zu beobachten ist.

Auch in anderen Arbeiten wurde schon über das Vorkommen und die Verbreitung subaerischer Aschenlagen in quartären Sedimenten des Europäischen Nordmeeres und des Nord-Atlantiks berichtet (BRAMLETTE & BRADLEY, 1942; RUDDIMAN & GLOVER, 1972; KELLOGG, 1976; KELLOGG, 1977; SIGURDSSON & LOEBNER, 1981; SEJRUP et al., 1989; KVAMME et al., 1989; BIRGISDOTTIR, 1990; BITSCHENE & SCHMINCKE, 1990).

Neben dem atmosphärischen Transport postulieren RUDDIMAN & GLOVER (1972) eine Verbreitung der subaerischen Aschen in den Kernen des Nordatlantiks durch driftendes Eis. Nach SIGURDSSON & LOEBNER (1981) reflektieren ausgeprägte subaerische Aschenlagen eisfreie Verhältnisse in den Interglazialzeiten, während die mehr eisbedeckten Glazialzeiten durch eine deutlich geringere Häufigkeit an diskreten Aschenlagen charakterisiert sind. Die subaerischen Gläser werden in den Glazialzeiten überwiegend durch driftendes Eis transportiert und im Gegensatz zum Eintrag bei geringer Eisbedeckung erst beim Abschmelzen der Eisflächen sedimentiert.

Ausgeprägte Aschenlagen subaerischer Gläser reflektieren somit eisfreie Verhältnisse zur Zeit eines solchen vulkanischen Ereignisses.

### 1.3 Geochemische Parameter als Anzeiger für hydrothermale Prozesse

Die überdurchschnittlich hohen Gehalte an Ba und As in einigen der Sedimente weisen auf eine hydrothermale Stoffzufuhr hin, da unter anderem auch relativ erhöhte As- und Ba-Konzentrationen an rezenten Fe-hydroxid-Präzipitaten einer hydrothermalen Quelle des südlichen Kolbeinsey-Rückens nachgewiesen wurden (STÜBEN & STOFFERS, submitt.).

Die Anreicherungen von Ba im Bereich des mittelozeanischen Rückens scheint vornehmlich auf eine hydrothermale Zufuhr zurückzuführen zu sein. Nach BOSTRÖM et al. (1973) ist Ba in MOR-Sedimenten ein Indikator-Element für vulkanogene Stoffzufuhr bzw. hydrothermale Beeinflussung. MOTTI & HOLLAND (1978) konnten anhand von Laborexperimenten das Herauslösen von Ba aus Basalten und seine Anreicherung in der entstehenden hydrothermalen Lösung nachweisen.

Als hauptsächliche Ba-Quelle für pelagische Tiefseesedimente ist die organische Biomasse silikatischer und karbonatischer Organismen anzusehen (GURVICH et al., 1978; HEATH & DYMOND, 1977; BISHOP, 1988; LEA & BOYLE, 1989). Eine Anreicherung von Ba wird dabei besonders in den Sedimenten der äquatorialen Zone mit hoher biologischer Produktivität beobachtet (SCHMITZ, 1987).

Auch hohe As-Konzentrationen wurden bereits vielfach in mittelozeanischen Rückensedimenten nachgewiesen.

BOSTRÖM & VALDES (1969) berichten dabei von größeren As-Gehalten (445ppm) in rezenten Sedimenten des Ostpazifischen Rückens. MARCHIG et al. (1982) ermittelten durchschnittliche As-Gehalte von 180ppm für Sedimente vom Ostpazifischen Rücken. Sie führen As-Gehalte von mehr als 100ppm auf die Herkunft aus metallreichen Lösungen zurück.

Demnach müssen die zum Teil überdurchschnittlich hohen Anreicherungen von As und Ba in den hier untersuchten Sedimenten auf eine hydrothermale Stoffzufuhr zurückgeführt werden.

Im Gegensatz zu diesen Anreicherungen sind die As-Gehalte in den untersuchten Sedimenten ansonsten mit durchschnittlich 15ppm deutlich geringer und liegen in der Größenordnung, wie die von TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) angegebenen As-Konzentrationen von 13 ppm für Tiefseetone.

## 2. Pelagischer Partikeleintrag

Die Verbreitungsmuster von planktischen Organismen werden im wesentlichen von der Hydrographie der ozeanischen Wassermassen gesteuert.

Das Vorkommen und die Konzentration planktischer Skelett-tragender Organismen in den pelagischen und hemi-pelagischen Sedimenten wird somit durch die charakteristischen Eigenschaften spezifischer Wassermassen bestimmt.



So wird das erhöhte Auftreten von rezenten bis subrezentem, opalinem Skelettmaterial im Sediment in entschiedenem Maße vom Nährstoffangebot und der  $\text{SiO}_2$ -Konzentration im Meerwasser beeinflusst (LISITZIN, 1972; SCHRADER & SCHUETTE, 1981).

Außer einer erhöhten Diatomeenanreicherung im GKG 05/1 (9cm Tiefe) sind die Sedimente aus dem Bereich des Kolbeinsey Rückens durch fehlende bzw. geringe Häufigkeiten an Diatomeen und Radiolarien gekennzeichnet. Die Ursache könnte in einer verstärkten Auflösung der kieseligen Skelette dieser Planktonorganismen liegen, da im marinen Environment die Lösung von biogenem Opal im Meerwasser und Sediment weitverbreitet ist (CALVERT, 1974; BROECKER & PENG, 1982). KOC KARPUSZ & SCHRADER (1990) führen das Fehlen der Diatomeen in den Oberflächensedimenten vom Ostgrönlandschelf und dem Island-Schottland Rücken ebenfalls auf eine verstärkte Auflösung des kieseligen Skelettmaterials zurück.

Die pelagische Karbonatproduktion im Europäischen Nordmeer wird bestimmt durch den Eintrag von kalkigem Nannoplankton sowie von planktischen Foraminiferen (KELLOGG, 1975; HENRICH, 1986; GARD, 1988; HENRICH et al., 1989; BAUMANN, 1990).

Planktische Foraminiferen und Coccolithophoriden spiegeln besonders die Veränderungen in den Oberflächenwassermassen wider, da sie in der euphotischen Zone mariner Bereiche leben und von deren ökologischen Faktoren abhängig sind. Das Vorkommen und die Zusammensetzung dieser Plankton-Organismen ist dabei eng an die Oberflächenwassertemperaturen gekoppelt (HENRICH et al., 1989; BAUMANN, 1990).

Während in den Oberflächensedimenten unterhalb des Norwegenstroms die Coccolithen-Gemeinschaft fast ausschließlich durch relativ hohe Anteile an *Coccolithus pelagicus* und *Emiliania huxleyi* dominiert wird, werden im Gebiet um den nördlichen Kolbeinsey Rücken keine Coccolithen mehr in den Oberflächensedimenten beobachtet (SAMTLEBEN & SCHRÖDER, 1990). Die Karbonatlösung verhindert hier eine Sedimentation der im Ost-Grönlandstrom dominierenden Art *C. pelagicus*. Somit wird die pelagische Karbonatproduktion in den Sedimenten des Kolbeinsey Rückens nur von den planktischen Foraminiferen überliefert. Nach KELLOGG (1975, 1976), KELLOGG et al. (1978) und HENRICH et al. (1989) ist eine hohe Karbonatschalenproduktivität unter dem Norwegenstrom dokumentiert, während deutlich niedrigere Karbonatgehalte, domi-

niert von der polaren Foraminiferenart *N. pachyderma* sin., im Bereich der kalten arktischen Wassermassen beobachtet werden.

Die Konzentrationen an planktischen Foraminiferen nehmen dabei kontinuierlich von Osten nach Westen ab. Nach BIRGISDOTTIR (1990) erreichen die Sedimente östlich des Kolbeinsey Rückens noch deutliche höhere Karbonatgehalte als westlich davon. Dieser Trend zeichnet sich auch in den hier untersuchten Oberflächensedimenten ab. Während westlich des Kolbeinsey Rückens die Karbonatgehalte < 10 Gew.-% betragen, erreichen sie im Gebiet um den östlichen Kolbeinsey Rücken bis zu 28 Gew.-%. Trotz möglicherweise erhöhter Terrigenzufuhr im Westen scheinen damit heute nur die Oberflächenwassermassen östlich des Kolbeinsey Rückens noch unter dem Einfluß des warmen Atlantikwassers zu stehen.

### 3. Terrigener Sedimenteintrag

Nach der Grobfraktions- und normativen Sedimentanalyse ist die rezente Sedimentation im Bereich des Kolbeinsey Rücken, mit Ausnahme des südlichen Rückenabschnitts, im wesentlichen durch den terrigenen Partikeleintrag gekennzeichnet.

Der meist hohe feinkörnige Terrigen-Anteil in den Sedimenten des Kolbeinsey Rückens kann auf verschiedene Eintragsprozesse zurückgeführt werden. So ist für die terrigene Sedimentation im Europäischen Nordmeer vor allem der Eintrag resuspendierten feinkörnigen Materials von den stark ausgeprägten submarinen Hängen und von den umliegenden Kontinentalhängen, das Ausschmelzen von Sedimentmaterial aus dem Meer- und Gletschereis sowie der äolische Staubeintrag von Bedeutung. Darüberhinaus wird im Bereich des südlichsten Kolbeinsey Rücken feines detritisches Material durch Suspensionsströme vom Island-Schelf in die angrenzenden tieferen Beckenbereiche eingetragen (LACKSCHEWITZ & WALLRABE-ADAMS, in press).

Nach den geochemisch klassifizierten Sedimentparametern und den Ergebnissen der Grobfraktionsanalyse sind Quarz und kaliumreiche Minerale, wie beispielsweise Illit und Kalifeldspat, die bedeutendsten terrigenen Komponenten in den Sedimenten vom Kolbeinsey Rücken.

Das grobe, terrigene Material ist neben Quarz durch Kristallin-, Sediment- und verwittertes Basaltgestein gekennzeichnet.

Der in den Sedimenten stark variierende terrigene Anteil der Sand- und Kiesfraktion gelangt vor allem durch Meereis- oder Eisbergtransport in das Gebiet des Kolbeinsey Rückens. Der eistransportierte Anteil der  $>500\mu\text{m}$ -Fraktion kann dabei als Indiz für den Eintrag durch abschmelzende Eisberge angesehen werden (MOLNIA, 1972; SPIELHAGEN, 1990). Die Terrigen-Gehalte der Grobfraktion ( $125\text{--}500\mu\text{m}$ ) in den untersuchten Sedimenten sind häufig antikorreliert zu dem Gehalt an planktischen Foraminiferen. Die höchsten Terrigenanteile sind hier meist in den Glazialzeiten und im Bereich der Termination I<sub>A</sub> zu beobachten.

In einer Reihe von Arbeiten wurde ein maximaler Eintrag von eistransportiertem und resuspendiertem Material für den Übergang von Glazial- zu Interglazialphasen und episodisch auch innerhalb der glazialen Perioden festgestellt (THIEDE et al., 1986; HENRICH et al., 1989; WOLF, 1990). In den glazialen Sedimenten der O-Isotopenstadien 2,3 und 4 vom östlichen Nord-Atlantik sind Horizonte mit ungewöhnlich hohen groben Terrigen-Anteilen dokumentiert, die auf einen Eintrag durch abschmelzende Eisberge zurückgeführt werden (HEINRICH, 1988; BROECKER et al., submitt.).

Über räumliche und zeitliche Unterschiede in der Zusammensetzung des groben terrigenen Materials können häufig Hinweise über die Eisbergdrift und deren Herkunftsgebiete gewonnen werden (BISCHOF, 1990; SPIELHAGEN, 1990).

## VI Spätquartäre Sedimentation als Ausdruck vulkanischer und klimatischer Veränderungen

In den nachfolgenden Kapiteln sollen anhand der sedimentologischen und geochemischen Ergebnisse die räumlichen und zeitlichen Verbreitungsmuster der vulkanogenen, biogenen und terrigenen Partikeleinträge im Zusammenhang mit der vulkanischen und klimatischen Entwicklung am Kolbeinsey Rücken rekonstruiert werden.

### 1. Spätes Sauerstoffisotopenstadium 8 (ca. 260 ka bis 245 ka)

Die Sedimentationsverhältnisse für das späte O-Isotopenstadium 8 und auch für das darauffolgende O-Isotopenstadium 7 lassen sich in den hier untersuchten Kernen nur in den Sedimenten des KAL 852-2 vom nordwestlichen Kolbeinsey Rücken rekonstruieren.

Die allgemein schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in planktischen Foraminiferen aus den Sedimenten des Korns 852-2 spiegeln zunächst kühle Bedingungen für den Zeitraum um 260 ka wider. Leichte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und eine starke Abreicherung in den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, die im Zusammenhang stehen mit einem hohen Schmelzwassereintrag (VOGELSANG, 1990), sind für das O-Isotopen-substadium 8.3 des Korns 852-2 dokumentiert. Aufgrund ähnliche Isotopenverhältnisse in der südwestlichen Norwegen See und der nördlichen Island See (GEHRING, 1989; JÜNGER, 1990) scheint diese Schmelzwasserzufuhr die gesamte Island See erfaßt zu haben. Gleichzeitig werden erhöhte planktische Foraminiferenanteile in den untersuchten Sedimenten westlich des Kolbeinsey Rückens beobachtet. Fehlende subpolare Formen (BAUMANN & LACKSCHEWITZ, in press) deuten dabei auf keinen unmittelbaren Einfluß von Atlantikwasser im Bereich des nördlichen Kolbeinsey Rückens, jedoch weisen die relativ hohen Foraminiferengehalte im O-Isotopensubstadium 8.3 auf eine saisonal geringe Eisbedeckung.

Ein insgesamt schwacher Einstrom von Atlantikwasser in das Europäische Nordmeer wird von HENRICH et al. (1989) dokumentiert.

Im Zeitabschnitt zwischen O-Isotopensubstadium 8.3 und dem Beginn des O-Isotopenstadiums 7 wird der nördliche Kolbeinsey Rücken durch einen verstärkten Eintrag von terrigenem Material beeinflusst, was



möglicherweise auf eine wieder zunehmende Eisbedeckung zurückgeführt werden kann.

## 2. Sauerstoffisotopenstadium 7 (245 ka bis 186ka)

Zu Beginn des O-Isotopenstadium 7 ist ein leichter Anstieg in den Karbonatgehalten der Sedimente des Kern 852-2 zu beobachten.

Gleichzeitig führt ein Einstrom von mäßig warmem Atlantikwasser in die zentrale und östliche Norwegische See zu einer erhöhten Karbonatproduktion (HENRICH et al., 1989). Gleichzeitig weisen zunehmende Coccolithengehalte auf einen Einstrom von Atlantikwasser hin (GARD, 1988; BAUMANN, 1990). Das Fehlen von Coccolithen in Kernen aus der zentralen Island See (GARD, 1988), wo heute noch Coccolithen in den Oberflächensedimenten beobachtet werden können (SAMTLEBEN & SCHRÖDER, 1990), weist dabei auf einen nur noch schwachen Einfluß des Atlantikwassers auf die Oberflächenwassermassen in dem Gebiet um den Kolbeinsey Rücken. Während des gesamten O-Isotopenstadium 7 wird die Karbonatproduktion am nördlichen Kolbeinsey Rücken durch einen hohen Eintrag von terrigenem Material beeinflusst. Der hohe terrigene Feinkornanteil verbunden mit einem dominieren Anteil von Quarzkörnern in der Grobfraction der Sedimente des Kerns 852-2 weist dabei auf einen überwiegenden Meereiseintrag.

Somit kann für den Beginn des O-Isotopenstadium 7 im Bereich des nordwestlichen Kolbeinsey Rückens eine der heutigen ähnliche Situation mit einer insgesamt stark fluktuierenden Meereisdecke, einem hohen Terrigen-Eintrag und anhaltender Karbonatschalenproduktion angenommen werden.

Ein Aschenhorizont mit einem hohen Anteil subaerischer Gläser im Übergang von O-Isotopensubstadium 7.3 zu 7.2 dokumentiert, trotz geringer Karbonatproduktion und hohem Terrigeneintrag während des mittleren O-Isotopenstadiums 7, ebenfalls einen Zeitabschnitt mit zumindest saisonal geringer Eisbedeckung (vgl. Kap. VI.1.2).

Vom O-Isotopensubstadium 7.2 an setzt erneut ein Anstieg in den Karbonatgehalten der Sedimente des Kern 852-2 ein, die ihr Maximum mit 9 Gew.-%  $\text{CaCO}_3$  im O-Isotopensubstadium 7.1 erreichen. Die nur geringen Anteile an subpolaren planktischen Foraminiferen (BAUMANN & LACKSCHEWITZ, in press) weisen jedoch auch weiterhin auf einen über-

wiegenden Einfluß polarer Wassermassen im Gebiet um den Kolbeinsey Rücken. Auch die Untersuchungen von GARD (1988), die für diesen Zeitabschnitt fehlende Coccolithen in den Sedimenten der zentralen Island See dokumentiert, zeigen, daß der Einstrom von Atlantikwasser in das östliche Europäische Nordmeer (BAUMANN 1990) zu keinem direkten Einfluß auf die Oberflächenwassermassen der Island See führte.

### 3. Sauerstoffisotopenstadium 6 (186 ka bis 128ka)

Mit dem Beginn des O-Isotopenstadiums 6 gehen die Karbonatgehalte am nördlichen Kolbeinsey Rücken bis auf 0 Gew.-% zurück. Der Anstieg des Grobanteils im Sediment, der verbunden ist mit einem sehr hohen Terrigenanteil, weist auf einen verstärkten Eintrag von eistransportiertem Material.

Gleichzeitig kommt es im Bereich der Norwegischen See, vom Schelf bis in die Nähe von Jan Mayen, zur Ablagerung dunkler  $C_{org}$ -reicher Sedimente (Diamikte) mit einem hohen Anteil an Dropstones und Schlammklasten (HENRICH et al., 1989). Dagegen werden westlich von Jan Mayen braune dropstoneführende Sedimente mit niedrigen  $C_{org}$ -Gehalten sedimentiert (BIRGISDOTTIR, 1990). Die im Osten beobachtete Diamiktsedimentation wird auf einen Eintrag großer Mengen glaziomariner Sedimente entlang der von Skandinavien vorrückenden Gletscherfront, die vermutlich bis über den norwegischen Schelf reichte, zurückgeführt (HENRICH, 1990). Das Fehlen dieser Diamikte in den Sedimenten des KAL 852-2 aus nordwestlichen Island See weist auf einen geringeren Vorstoß der grönländischen Eismassen. ELVERHØI & HENRICH (in press) führen diese Asymmetrie in der Diamiktbildung auf eine größere Instabilität der Eismassen auf dem norwegischen Schelf zurück.

Der hohe Terrigenanteil am nördlichen Kolbeinsey Rücken ist somit eher auf eine verstärkte Eisbergdrift zurückzuführen. So weist SPIELHAGEN (1990) auf eine südwärtige Drift von Eisbergen aus der westlichen Framstraße entlang des Ostgrönlandstromes.

Im mittleren O-Isotopenstadium 6 kommt es wieder zu einem Anstieg in den Karbonatgehalten, die im O-Isotopensubstadium 6.4 maximale Werte von 11 Gew.-% erreichen. Gleichzeitig nimmt der Eintrag der groben

terrigenen Komponenten ab. GARD (1988) dokumentiert für das gesamte O-Isotopenstadium 6 nur sehr geringe Anteile an Coccolithen und postuliert glaziale Bedingungen mit einer ganzjährigen Eisbedeckung. Die hier festgestellten Karbonatgehalte deuten hingegen eher auf eine saisonal geöffnete Eisdecke zur Zeit dieser "kühlen Klimaphase" für das Gebiet der nordwestlichen Island See. Im Zeitabschnitt zwischen den O-Isotopensubstadien 6.4 und 6.3 erfolgt im Kern 852-2 und 845-2,3 wieder eine Zunahme im Eintrag von grobem terrigenen Material.

Der erhöhte Anteil der  $>500\mu\text{m}$ -Fraktion verbunden mit hohen Anteilen an dunklen Sedimentgesteinen (überwiegend graue Sand- und Siltsteine) im mittleren O-Isotopenstadium 6 des Kerns 845-2,3 zeigt an, daß gleichzeitig eine Zufuhr von abschmelzenden Eisbergen erfolgte.

Eine Drift von Eisbergen mit erhöhter Sedimentgesteinsfracht von Ost-Spitzbergen und der nordwestlichen Barentssee führen nach SPIELHAGEN (1990) in der südwestlichen Framstraße ebenfalls zu einem erhöhten Eintrag von Sedimentgesteinen. Dagegen deuten die sinkenden Gehalte an Sedimentgesteinen in der zentralen Framstraße im mittleren O-Isotopenstadium 6 darauf hin, daß die Eisberge aufgrund einer nahezu vollständigen Vereisung der Framstraße überwiegend nach Süden abgedrängt wurden (SPIELHAGEN, 1990). Somit könnten Eisberge mit hohen Gehalten an Sand- und Siltsteinen möglicherweise vom östlichen Europäischen Nordmeer durch zyklonale Wirbel in der Grönland See, ähnlich dem heutigen Jan Mayen Wirbel, in das Gebiet des Kolbeinsey Rückens verfrachtet worden sein. Während es im späten O-Isotopenstadium 6 in der Norwegischen See wieder zu einer verstärkten Diamiktsedimentation (HENRICH et al., 1989) kommt, werden im Bereich des Kolbeinsey Rückens weiterhin braune Quarz-reiche Sedimente mit  $C_{org}$ -Gehalten von 0.4 Gew.-% (Kern 845-2,3) abgelagert und deuten somit eine insgesamt ähnliche Situation wie zu Beginn des O-Isotopenstadiums 6 an.

Ein zunehmender Eintrag von terrigenem Material wird im Gebiet des Kolbeinsey Rückens auch durch den Anstieg der linearen Sedimentationsraten von 2cm/ky auf 5cm/ky dokumentiert. Der geringe Anteil der  $>500\mu\text{m}$ -Fraktion weist dabei auf einen abnehmenden Eisbergeintrag, der möglicherweise mit den geographischen Verhältnissen zu dieser Zeit zusammenhängt. Nach CHABELL & SHACKLETON (1986) war der Meeresspiegel während des späten O-Isotopenstadiums 6 vermutlich um ca. 130m tiefer als heute. Diese Absenkung hatte zur Folge, daß sich im Gebiet

zwischen der Eggvinbank und Jan Mayen vermutlich eine morphologische und auch hydrographische Barriere ausgebildet hat (vgl. Kap. II.2). Unter diesen Bedingungen könnte der Zustrom von Eisbergen in das Gebiet des Kolbeinsey Rückens stark limitiert gewesen sein und somit nur zu einem geringen Eintrag groben terrigenen Materials geführt haben.

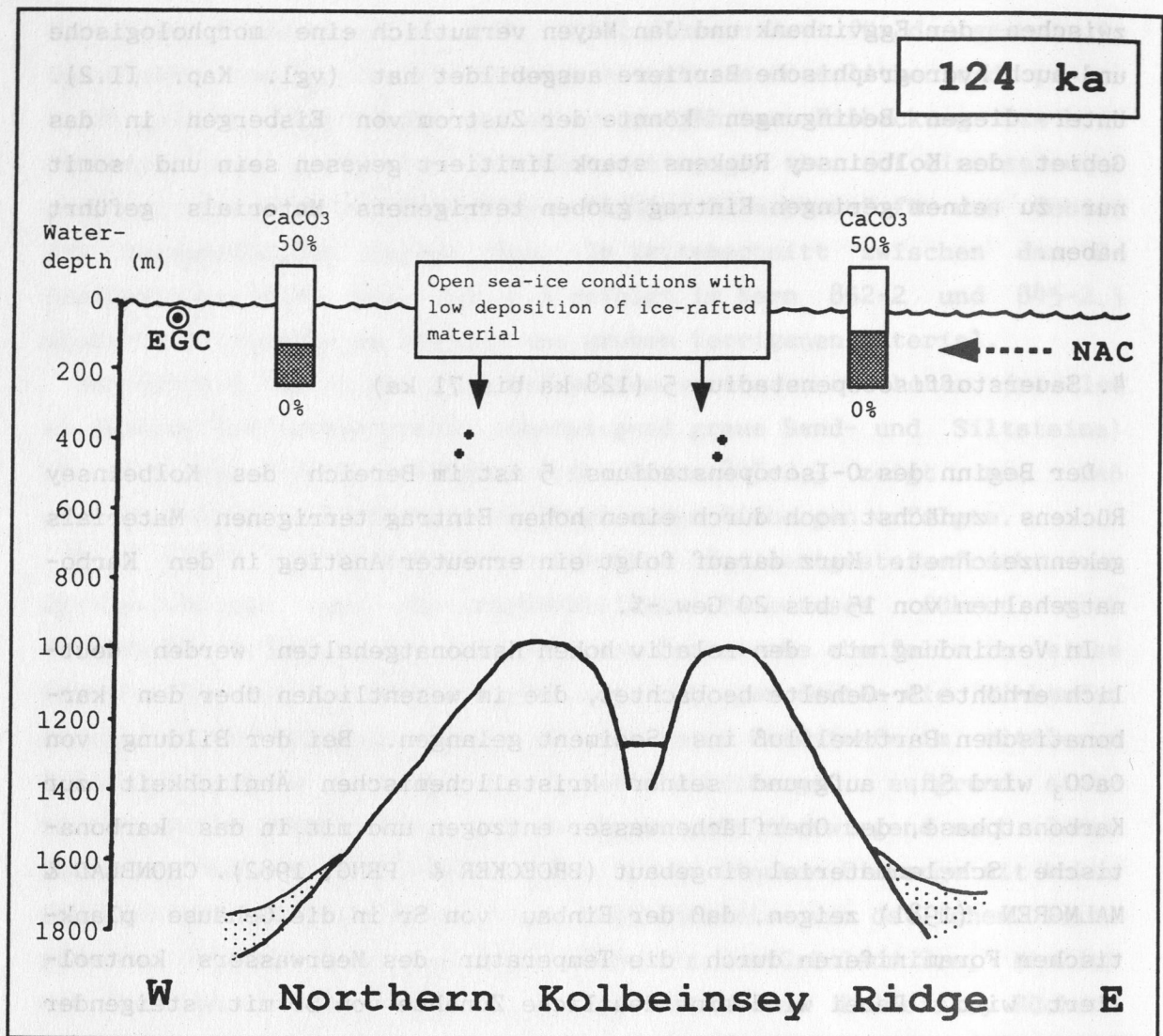
#### 4. Sauerstoffisotopenstadium 5 (128 ka bis 71 ka)

Der Beginn des O-Isotopenstadiums 5 ist im Bereich des Kolbeinsey Rückens zunächst noch durch einen hohen Eintrag terrigenen Materials gekennzeichnet. Kurz darauf folgt ein erneuter Anstieg in den Karbonatgehalten von 15 bis 20 Gew.-%.

In Verbindung mit den relativ hohen Karbonatgehalten werden deutlich erhöhte Sr-Gehalte beobachtet, die im wesentlichen über den karbonatischen Partikelfluß ins Sediment gelangen. Bei der Bildung von  $\text{CaCO}_3$  wird Sr, aufgrund seiner kristallchemischen Ähnlichkeit zur Karbonatphase, dem Oberflächenwasser entzogen und mit in das karbonatische Schalenmaterial eingebaut (BROECKER & PENG, 1982). CRONBLAD & MALMGREN (1981) zeigen, daß der Einbau von Sr in die Gehäuse planktischer Foraminiferen durch die Temperatur des Meerwassers kontrolliert wird. Dabei wird eine deutliche Zunahme von Sr mit steigender Temperatur beobachtet.

Hohe planktische Foraminiferengehalte mit Anteilen an subpolaren Formen (BAUMANN & LACKSCHEWITZ, in press) und hohe Sr-Gehalte weisen somit auf einen Einfluß von Atlantikwasser bis in den Bereich des Kolbeinsey Rückens (Abb. 39). Im O-Isotopensubstadium 5.5 erreicht der Norwegenstrom ungefähr seine heutige Ausbildung (KELLOGG, 1976; KELLOGG, 1977; KELLOGG et al., 1978; KELLOGG, 1980; BELANGER, 1982; HENRICH et al., 1989, VOGELSANG, 1990). Aufgrund des Vorkommens der subtropischen Coccolithophoridenart *Heliscosphaera carteri* in den Sedimenten des südöstlichen Europäischen Nordmeer postuliert BAUMANN (1990) einen ausgeprägteren Norwegenstrom während des O-Isotopensubstadiums 5.5 als er heute herrscht, da das nördlichste Auftreten von *H. carteri* heute im Nord-Atlantik beobachtet wird.





**Abb. 39:** W-E-Profil über den nördlichen Kolbeinsey Rücken im frühen Sauerstoffisotopenstadium 5 (124 ka): Zeitabschnitt mit relativ hohen Karbonatgehalten, geringer Eisbedeckung und einem geringen Eintrag von eistransportiertem Material. Der Einfluß des Ostgrönland-Stroms (EGC) liegt weit im Westen, während von Osten ein Zustrom von nordatlantischen Wasser (NAC) erfolgt.

Im Anschluß an das frühe O-Isotopenstadium 5 folgt im nordwestlichen Bereich des Kolbeinsey Rückens (KAL 852-2) ein Rückgang in den Karbonatgehalten. Gleichzeitig ist hier eine Abnahme in den planktischen Foraminiferenanteilen zu beobachten, während im Kern 845-2,3 vom öst-

lichen Rückenabschnitt weiterhin hohe Foraminiferenanteile festgestellt werden. Ferner ist im späteren O-Isotopenstadium 5 ein deutlich abnehmender Gradient in den Karbonatgehalten vom südöstlichen Rücken (KAL 17/2) mit noch 12 Gew.-%, über den mittleren Abschnitt des Rückens (KAL 845-2,3) mit 10 Gew.-%, bis zum nordwestlichen Rücken (KAL 852-2) mit nur noch 8 Gew.-% dokumentiert. Hierin zeichnet sich einerseits der nach Nordwesten abnehmende Einfluß des Atlantikwassers seit dem mittleren O-Isotopenstadium 5 ab, andererseits sind die im Vergleich zu heute höheren Karbonatgehalte im Kern 17/2 vermutlich auf einen geringeren Terrigen-Eintrag zurückzuführen.

Ein insgesamt geringerer terrigener Eintrag im O-Isotopenstadium 5 wird auch durch niedrige lineare Sedimentationsraten (0.8 bis 1.5cm/ky), verbunden mit relativ geringen Quarzanteilen in der Grobfraction, angezeigt. Die geringen Gehalte an der >500µm-Fraktion (2 bis 5 Gew.-%) im Kern 845-2,3 lassen darüberhinaus eine geringe Eisbergdrift im Gebiet des Kolbeinsey Rückens annehmen.

Erhöhte Ba- und As-Gehalte im späten O-Isotopenstadium 5 des Kern 17/2 zeigen hydrothermale Prozesse am südlichen Kolbeinsey Rücken an.

#### 5. Sauerstoffisotopenstadium 4 (71 ka bis 59 ka)

Die seit dem späten O-Isotopenstadium 5 abnehmenden Karbonatgehalte in den Kernen 845-2,3 und 852-2 setzten sich zu Beginn des O-Isotopenstadiums 4 fort. Die in Kern 17/2 schon seit Beginn des O-Isotopenstadiums 4 relativ niedrigen Karbonatgehalte von 6 Gew.-% deuten darauf hin, daß der Rückgang in der Karbonatproduktion im südöstlichen Abschnitt des Kolbeinsey Rückens bereits vor Beginn des O-Isotopenstadiums 4 erfolgte. Dieses deutet auf eine zunehmende Vereisung am südlichen Kolbeinsey schon seit dem Ende von O-Isotopenstadium 5, die sich mit Beginn von O-Isotopenstadium 4 in nördliche Richtung ausdehnte. Die festgestellten Karbonatgehalte und planktische Foraminiferenanteile lassen jedoch, im Gegensatz zu einer von KELLOGG (1980) postulierten ganzjährigen Eisbedeckung, auf eine saisonal aufgelockerte Eisdecke in der westlichen Island See schließen. Nach SPIELHAGEN (1990) war auch die Framstraße zu dieser Zeit zumindest saisonal gering mit Eis bedeckt.



Der geringe  $>500\mu\text{m}$ -Anteil der Kerne 17/2 und 845-2,3 dokumentiert auch weiterhin einen geringen Eisbergeintrag im Gebiet um den Kolbeinsey Rücken. Schon im Bereich der Framstraße beschränkte sich der Eintrag sehr groben terrigenen Materials ( $>500\mu\text{m}$ ) auf den küstennahen Bereich vor Spitzbergen (SPIELHAGEN 1990), so daß möglicherweise nur geringe Mengen an Eisbergen mit dem Ostgrönlandstrom nach Süden bis in die Island See verfrachtet wurden.

#### 6. Sauerstoffisotopenstadium 3 (59 ka bis 27ka)

In dem Zeitabschnitt zwischen 59 ka und 50 ka folgt ein weiterer Rückgang in den Karbonatgehalten von 9 auf 4 Gew.-% in den Kernen 845-2,3 und 852-2 und von 4 auf 1 Gew.-% in dem Kern 17/2.

Zur selben Zeit kommt es am Ostrand des Europäischen Nordmeeres wieder zu einer verstärkten Einschüttung von Diamikten, was erneut einen zunehmenden Aufbau und Vorschub der kontinentalen Eismassen anzeigt (HENRICH et al., 1989). Wie schon im 0-Isotopenstadium 6 können in den Sedimenten der Kerne 852-2 und 845-2,3 vom nördlichen und mittleren Kolbeinsey Rücken keine Diamikt-Einschaltungen beobachtet werden. Bemerkenswert ist jedoch eine dunkle  $\text{C}_{\text{org}}$ -reiche Sedimentlage mit geringer Dropstoneführung im 0-Isotopensubstadium 3.3 des Kerns 17/2 vom südöstlichen Kolbeinsey Rücken. Das Vorkommen dieser dunklen Lage nur im südlichen Kern 17/2 deutet somit auf eine starke lokale Zufuhr von organisch-reichem Sedimentmaterial von Island. NORDDAHL (1981) zeigte, daß es während der Weichseleiszeit zu mehreren stärkeren Vereisungsphasen auf Island kam. Dabei vermutet ANDERSEN (1990) eine maximale Ausdehnung der Eisdecke zur Zeit der früh-weichselzeitlichen Vereisung Islands. Die dunkle Sedimentlage ist somit eventuell das Resultat eines verstärkten Eintrags von erodierten  $\text{C}_{\text{org}}$ -reichen Sedimenten durch die Freisetzung größerer Mengen von Schmelzwassersuspensionen entlang der bis zum Island-Schelf vorrückenden Gletscherfront.

Eine verstärkte Schmelzwasserzufuhr im 0-Isotopensubstadium 3.3, wie sie auch schon durch VOGELSANG (1990) für zahlreiche Positionen innerhalb des Europäischen Nordmeeres dargestellt wurde, wird durch die Abnahme von  $\delta^{18}\text{O}$  auf  $3.3\text{‰}$  bis  $3.2\text{‰}$  und in der Abreicherung des  $\delta^{13}\text{C}$  bis auf  $-0.2\text{‰}$  in den Kernen 17/2, 845-2,3 und 852-2 angezeigt.

Die starke Zunahme im Anteil der >500µm-Fraktion auf 12 Gew.-% im Kern 845-2,3 und die geringen Anteile von <2 Gew.-% im Kern 17/2 dokumentieren eine starke Drift abschmelzender Eisberge für die nord-westliche Island See im 0-Isotopensubstadium 3.3, wobei jedoch nur ein geringer Anteil den südöstlichen Kolbeinsey Rücken erreicht.

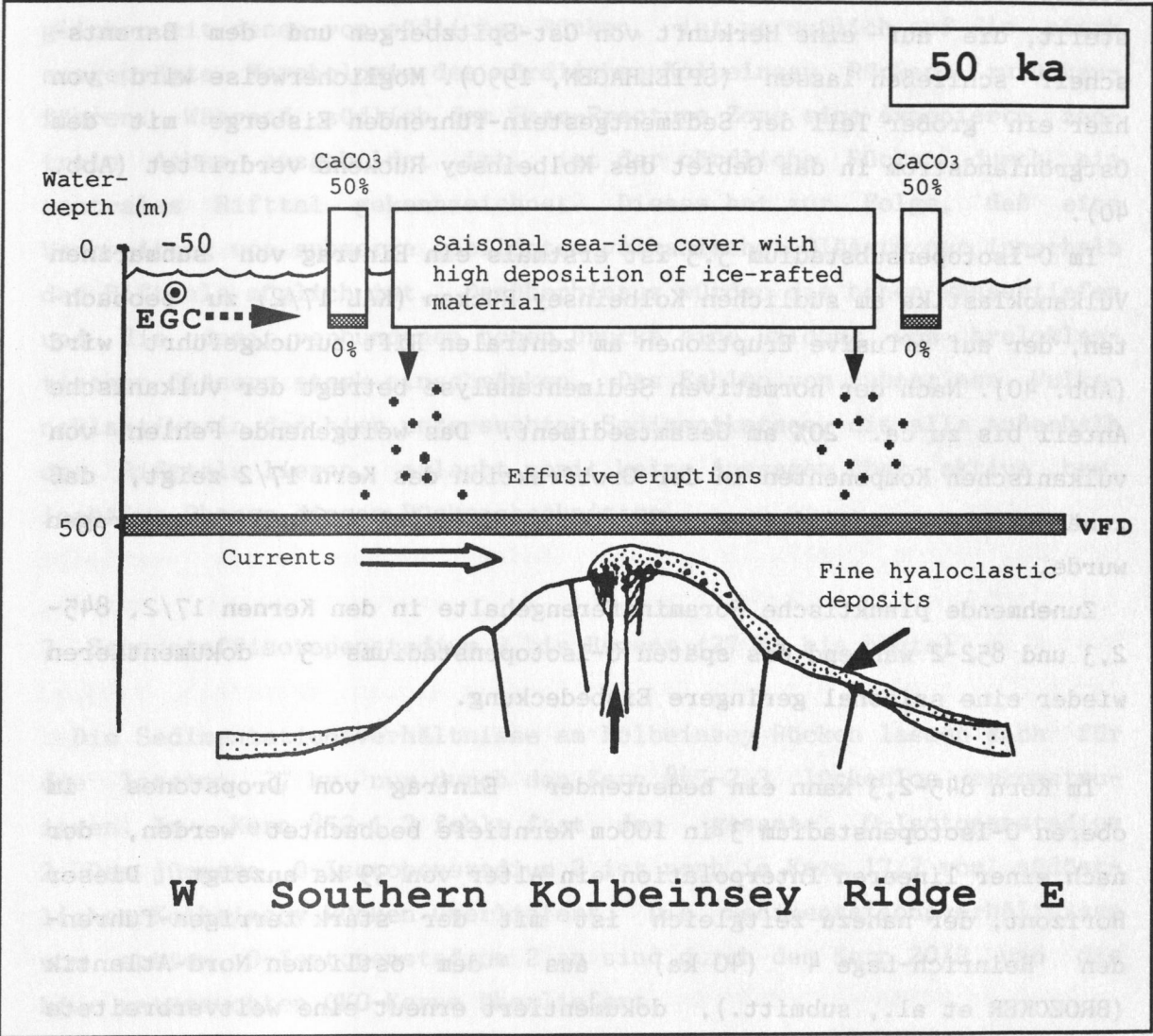


Abb. 40: W-E-Profil über den südlichen Kolbeinsey Rücken im Sauerstoffisotopensubstadium 3.3 (50 ka): Die Ablagerung von hyaloklastischen Material zeigt einen submarinen effusiven Vulkanismus unterhalb der Gasfragmentierungsgrenze (VFD) an. Der Eintrag in das angrenzende östliche Becken erfolgt dabei durch Strömungen.



HEINRICH (1989) und BROECKER et al. (submitt.) zeigen für den selben Zeitabschnitt eine Lage mit grobem terrigenen Material (Heinrich-Lage 5) in den Sedimenten vom östlichen Nord-Atlantik, womit eine allgemein große Verbreitung von driftenden Eisbergen angezeigt wird.

Auffällig ist der hohe Anteil an klastischen Sedimentgesteinen in der >500µm-Fraktion in den Kernen 17/2 und 845-2,3. Auch in der Framstraße wurden hohe Anteile an klastischen Sedimentgesteinen festgestellt, die auf eine Herkunft von Ost-Spitzbergen und dem Barentsschelf schließen lassen (SPIELHAGEN, 1990). Möglicherweise wird von hier ein großer Teil der Sedimentgestein-führenden Eisberge mit dem Ostgrönlandstrom in das Gebiet des Kolbeinsey Rückens verdriftet (Abb. 40).

Im 0-Isotopensubstadium 3.3 ist erstmals ein Eintrag von submarinen Vulkanoklastika am südlichen Kolbeinsey Rücken (KAL 17/2) zu beobachten, der auf effusive Eruptionen am zentralen Rift zurückgeführt wird (Abb. 40). Nach der normativen Sedimentanalyse beträgt der vulkanische Anteil bis zu ca. 20% am Gesamtsediment. Das weitgehende Fehlen von vulkanischen Komponenten in der Grobfraction des Kern 17/2 zeigt, daß zunächst überwiegend feines vulkanisches Material (<63µm) eingetragen wurde.

Zunehmende planktische Foraminiferengehalte in den Kernen 17/2, 845-2,3 und 852-2 während des späten 0-Isotopenstadiums 3 dokumentieren wieder eine saisonal geringere Eisbedeckung.

Im Kern 845-2,3 kann ein bedeutender Eintrag von Dropstones im oberen 0-Isotopenstadium 3 in 100cm Kerntiefe beobachtet werden, der nach einer linearen Interpolation ein Alter von 39 ka anzeigt. Dieser Horizont, der nahezu zeitgleich ist mit der stark terrigen-führenden 'Heinrich-Lage 4' (40 ka) aus dem östlichen Nord-Atlantik (BROECKER et al., submitt.), dokumentiert erneut eine weitverbreitete Eisbergdrift. Die allgemein niedrigen >500µm-Anteile im Kern 17/2 weisen dabei jedoch auf eine nur geringe Eisbergdrift im Bereich des südlichen Kolbeinsey Rückens.

Im späten 0-Isotopenstadium 3 treten in der Grobfraction der Sedimente des Kerns 17/2 zunehmend gröbere vulkanische Komponenten auf, die sich aus Hyaloklastiten und basaltischen Gesteinsfragmenten zusammensetzen. Der zu dieser Zeit aktive submarine Vulkanismus am südlichen Kolbeinsey Rücken führt ferner zu einer hydrothermalen Stoffzu-

fuhr, die durch zwei Horizonte mit hohen Ba- und As-Gehalten im Kern 17/2 angezeigt wird.

In den Kernen 845-2,3 und 852-2 des nördlichen Kolbeinsey Rückens können dagegen keine bedeutenden vulkanoklastischen Anteile festgestellt werden. Der geringe Anteil von submarinen vulkanischen Gläsern in den untersuchten Sedimenten des nördlichen Rückenabschnittes verglichen mit denen vom südlichen Rücken, ist vermutlich auf die stark ausgeprägte Morphologie des nördlichen Kolbeinsey Rückens zurückzuführen. Während südlich der Spar-Fracture Zone eine exponierte zentrale Achse ausgebildet ist, ist der nördliche Rücken durch ein zentrales Rifftal gekennzeichnet. Dieses hat zur Folge, daß eine Verbreitung von submarin gebildeten vulkanischen Gläsern nur innerhalb des Rifftals möglich ist. Darüberhinaus würden die hohen Wassertiefen und die damit verbundenen hohen Drucke eine Bildung von hyaloklastischen Gläsern stark einschränken. Das Fehlen von submarinen Vulkanoklastika in den hier untersuchten Sedimentkernen, die alle außerhalb des Rifftals liegen, erlaubt somit keine Aussagen über aktive bzw. inaktive Phasen dieses Rückenabschnittes.

## 7. Sauerstoffisotopenstadium 2 bis Rezent (27 ka bis heute)

Die Sedimentationsverhältnisse am Kolbeinsey Rücken lassen sich für die letzten 27 ky nur durch den Kern 845-2,3 lückenlos rekonstruieren. In Kern 852-1,2 fehlt fast das gesamte O-Isotopenstadium 2. Das jüngere O-Isotopenstadium 2 ist noch im Kern 17/2 vom südöstlichen Kolbeinsey Rücken überliefert. Die Sedimentationsverhältnisse vom späten O-Isotopenstadium 2 an sind durch den Kern 20/2 und die hier untersuchten GKG-Kerne überliefert.

Zu Beginn des O-Isotopenstadiums 2 deuten die niedrigen Karbonat- und planktischen Foraminiferen-Gehalte in den Kernen 17/2 und 845-2,3 auf eine geringere Karbonatproduktion an. Parallel dazu treten erhöhte Quarzgehalte in der Grobfraktion (>50 KZ-%) auf.

Im Gegensatz zu KELLOGG (1980) und BELANGER (1982), die eine vollständig geschlossene Eisdecke im O-Isotopenstadium 2 annehmen, läßt die anhaltende Karbonatschalenproduktion jedoch auf eine geschlossene

Eisdecke im Winter und eine mehr offene Packeisdecke im Sommer, wie sie bereits auch schon von HENRICH et al. (1989) postuliert wurde, schließen.

Der im oberen O-Isotopenstadium 3 noch bedeutende Anteil an Vulkanoklastika im Kern 17/2 geht zu Beginn des O-Isotopenstadiums 2 zunächst auf fast 0% zurück und erreicht dann noch einmal für eine relativ kurze Zeit ca. 20% am Gesamtsediment.

Ein aktiver submariner Vulkanismus am südlichen Kolbeinsey Rücken wird seit ca. 20 ka durch einen hohen Eintrag an überwiegend feinen basischen Vulkanoklastika bis in die südwestlich angrenzenden Beckenbereiche (Kern 20/2) angezeigt. Der vulkanische Anteil beträgt nach der normativen Sedimentanalyse ca. 20 bis 55% am Gesamtsediment, der nach der Grobfraktionsanalyse überwiegend durch pyroklastisches als auch hyaloklastisches Material gekennzeichnet ist. Die Sedimentationsraten betragen dabei ca. 20 bis 45cm/ky.

Der Eintrag von pyroklastischem Material kann während submariner explosiver Eruptionen zum einen durch passives Absinken der vulkanischen Partikel in der Wassersäule als auch durch subaquatische Lavaströme, pyroklastische Ströme und Turbidite erfolgen (FISKE & MATSUDA, 1964; FISHER, 1984). Sehr feines Aschenmaterial verbleibt dabei zunächst in Suspension und wird durch Meeresströmungen verteilt (CAS & WRIGHT, 1988). In den Vulkanoklastika-reichen Sedimenten des Kerns 20/2 wurden nur sehr geringe Anteile groben Materials ( $>63\mu\text{m}$ ) beobachtet. Die durchweg sehr feinkörnigen Sedimente und die hohen Sedimentationsraten lassen somit einen hohen Gehalt suspendierten Materials in der Wassersäule und eine ständige Anlieferung feinen Aschenmaterials durch Bodenströmungen annehmen (Abb. 41). Auch der hier hohe Anteil an hyaloklastischen Partikeln ab der Termination  $I_A$  weist auf eine relativ weite Verbreitung durch Bodenströmungen.

Die Ergebnisse der Grobfraktionsanalyse zeigen, daß zwischen 20 ka und 13.4 ka Pyroklastika mit durchschnittlich 25 KZ-% den weitaus größten Teil der vulkanischen Komponenten ausmachen und somit einen explosiven Vulkanismus an diesem Abschnitt des Rückens bei ungefähr  $68^\circ\text{N}$  dokumentieren (Abb. 41). Heute ragen hier einzelne zentrale Rückenbereiche bis zu einer Wassertiefe von maximal 540m auf und die durchschnittliche Wassertiefe für die Rückenachse liegt bei ca. 600m (MIENERT & WALLRABE-ADAMS, in press). Bei einer Wassertiefe von  $>500\text{m}$  läge jedoch der Rücken unterhalb der VFD und würde somit

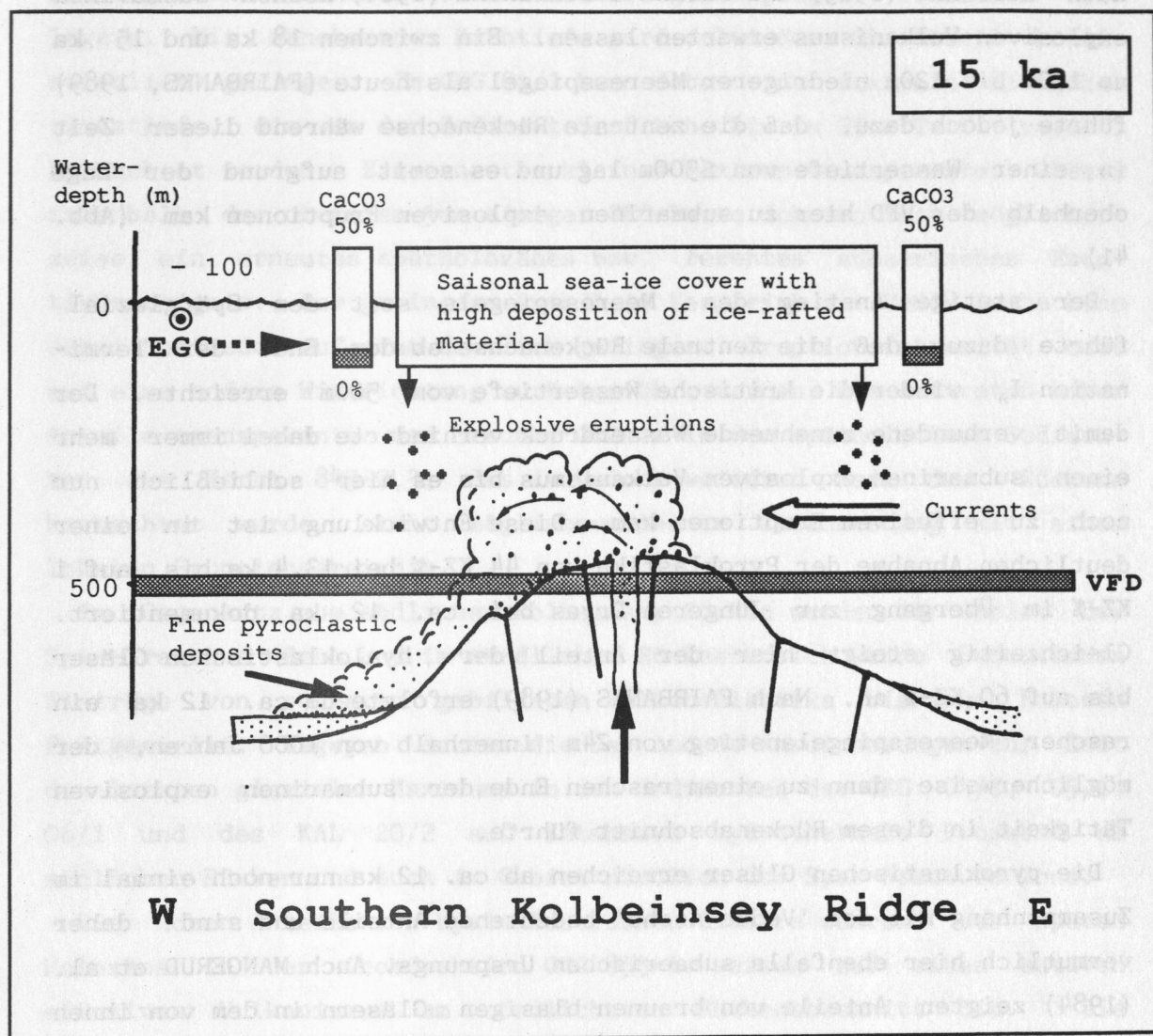


Abb. 41: W-E-Profil über den südlichen Kolbeinsey Rücken zu Beginn der Termination  $I_A$ : Zeitabschnitt mit niedrigen Karbonatgehalten, saisonaler Eisbedeckung und einem hohen Eintrag an eistransportiertem Material. Der Einfluß des Ostgrönlandstroms (EGC) reicht bis über den Kolbeinsey Rücken. Aufgrund des um ca. 100m niedrigeren Meeresspiegels als heute erfolgen submarine explosive Eruptionen oberhalb der Gasfragmentierungsgrenze (VFD), die zur Bildung pyroklastischen Materials führen. Der Eintrag des überwiegend feinen pyroklastischen Materials erfolgt durch nach Westen gerichtete Strömungen.



nach McBIRNEY (1963) und FISHER & SCHMINCKE (1984) keinen submarinen explosiven Vulkanismus erwarten lassen. Ein zwischen 18 ka und 15 ka um 100m bis 120m niedrigerer Meeresspiegel als heute (FAIRBANKS, 1989) führte jedoch dazu, daß die zentrale Rückenachse während dieser Zeit in einer Wassertiefe von  $\leq 500\text{m}$  lag und es somit aufgrund der Lage oberhalb der VFD hier zu submarinen explosiven Eruptionen kam (Abb. 41).

Der stetige Anstieg des Meeresspiegels seit dem Spätglazial führte dazu, daß die zentrale Rückenachse ab dem Ende der Termination I<sub>A</sub> wieder die kritische Wassertiefe von 500m erreichte. Der damit verbundene zunehmende Wasserdruck verhinderte dabei immer mehr einen submarinen explosiven Vulkanismus bis es hier schließlich nur noch zu effusiven Eruptionen kam. Diese Entwicklung ist in einer deutlichen Abnahme der Pyroklastika von 44 KZ-% bei 13.4 ka bis auf 1 KZ-% im Übergang zur Jüngerer Dryas bei ca. 12 ka dokumentiert. Gleichzeitig steigt hier der Anteil der hyaloklastischen Gläser bis auf 60 KZ-% an. Nach FAIRBANKS (1989) erfolgte um ca. 12 ka ein rascher Meeresspiegelanstieg von 24m innerhalb von 1000 Jahren, der möglicherweise dann zu einem raschen Ende der submarinen explosiven Tätigkeit in diesem Rückenabschnitt führte.

Die pyroklastischen Gläser erreichen ab ca. 12 ka nur noch einmal im Zusammenhang mit der 'Vedde Asche' bedeutende Anteile und sind daher vermutlich hier ebenfalls subaerischen Ursprungs. Auch MANGERUD et al. (1984) zeigten Anteile von braunen blasigen Gläsern in dem von ihnen untersuchten Vedde-Asche Horizont.

Die 'Vedde Asche' dokumentiert ein starkes isländisches Eruptionsereignis zur Zeit der postglazialen Abschmelzphasen. Nach SEJRUP et al. (1988) führte das Abschmelzen der isländischen Eisdecke nach der Hauptabschmelzphase zu einem steiler werdenden Wärmegradienten in der Kruste und einer Zunahme des Gasdrucks in der Magmakammer. Dieser Druckanstieg ist nach den Autoren die Ursache für diese starke Eruption bei 10.6 ka. Nordöstliche Winde sorgten dabei auch für eine Verbreitung der subaerischen Aschenpartikel bis über den gesamten Kolbeinsey Rücken. Der geringere Anteil transparenter Gläser oberhalb des Vedde-Asche Horizonts in fast allen untersuchten Sedimentkernen steht nach Untersuchungen von RUDDIMAN & GLOVER (1972) im engen Zusammenhang mit intensiven Bioturbationsprozessen. So können nach der Ablagerung einer solchen Asche fortlaufende Bioturbationsprozesse

ständig einen Aschenanteil in darauffolgende jüngere Sedimente verlagern. Mit abnehmender Kerntiefe wird dabei der Glasanteil kontinuierlich geringer. Im GKG 01/1 kann dabei eine maximale Bioturbationstiefe, die von der Sedimentoberfläche bis in 25cm Teufe reicht, beobachtet werden. Ein erneutes kleines Maximum transparenter Gläser innerhalb der obersten 5cm einiger GKG-Kerne dokumentiert möglicherweise ein erneutes spätholozänes bzw. rezentes subaerisches Eruptionseignis. Der geringere Anteil im Vergleich zur Vedde Asche kann dabei entweder auf eine deutlich geringere Eruptionsintensität oder auf eine andere Windrichtung zurückgeführt werden. Das Auftreten hoher Anteile transparenter und brauner Gläser in den spätholozänen Sedimenten des Kerns 845-2,3, das in keinem weiteren Kern des Rückens beobachtet wurde, steht möglicherweise im Zusammenhang mit einem lokalen Eruptionseignis.

Im Gegensatz zum südlichen Kolbeinsey Rücken werden im Gebiet der Spar-Fracture Zone und im nördlichen Rückenbereich keine bedeutenden Einträge von submarin gebildeten Vulkanoklastika bis zum Holozän festgestellt. Dagegen deuten die Ba- und As-Anreicherungen zur Zeit des letzten glazialen Maximums in den Sedimenten der GKG 04/1, 05/1, 06/1 und des KAL 20/2 auf intensive hydrothermale Prozesse am südlichen Rücken und auch im Gebiet nördlich der Spar-Fracture Zone.

Die hohen Anteile von hyaloklastischen Gläsern während des späten Holozäns in der Grobfraction GKG 855-1 weisen auf einen aktiven effusiven Vulkanismus am nördlichsten Rückenabschnitt hin. Die geringen Fe-, Mg-, Cu-, Co-, Ni- und Zn-Konzentrationen der Sedimente zeigen aber einen insgesamt nur geringen Eintrag von Vulkanoklastika an. Nach der geochemischen Charakterisierung enthalten die Sedimente aus den Kernen nördlich der Spar-Fracture generell keine bedeutenden submarinen vulkanischen Anteile.

In diesen überwiegend pelagischen Sedimenten sind jedoch deutliche klimatische Veränderungen für das Spätglazial dokumentiert. So ist mit dem Beginn der Termination I<sub>A</sub> ein Anstieg der >63µm-Fraktion in den GKG 06/1 und 04/1 zu beobachten. Ein entsprechender Anstieg in den Sedimenten der GKG 05/1 und 21/1 deutet möglicherweise auch den Beginn der Termination I<sub>A</sub> an.

Gleichzeitig weist die starke Zunahme von Dropstones im Kern 845-2,3 und im GKG 06/1 in diesem Zeitabschnitt auf eine intensive Drift abschmelzener Eisberge (Abb. 41), die im GKG 04/1 bereits vor dem

Beginn der Termination  $I_A$  zu beobachten ist. Auch GROUSSET & DUPLESSY (1983) haben einen starken Eintrag von eistransportiertem Material im Bereich des südlichen Island Plateaus auf 18 ka datiert und mit dem Beginn eines sommerlichen Schmelzens der Meereisdecke, die eine südwärtige Drift von Eisbergen erlaubte, erklärt. Erhöhte Anteile von umgelagerten fossilen Dinozysten, Pollen und Sporen in den Sedimenten des Europäischen Nordmeeres zwischen 15 ka und 13 ka stellen ebenfalls eistransportiertes Material dar (MATTHIESSEN, 1991). Zur selben Zeit kann auch wieder ein hoher Eintrag eistransportierten Materials im östlichen Nord-Atlantik nachgewiesen werden (BROECKER et al., submitt.).

Im Kern 845-2,3 werden ferner noch im Bölling/Alleröd Interstadial und in der Termination  $I_B$  größere Gehalte an Dropstones beobachtet, die somit eine Eisbergdrift bis ins frühe Holozän belegen. Auch nach GROUSSET & DUPLESSY (1983) erfolgt ein Eintrag von eistransportiertem saurem kontinentalen Material in die südwestliche Island See bis 9 ka.

Im Gegensatz zu BISCHOF (1990) läßt sich jedoch mit dem Einsetzen der Termination  $I_A$  keine grundsätzliche Änderung in der Zusammensetzung des Dropstone-Materials feststellen. Während BISCHOF (1990) westlich von Jan Mayen hohe Anteile von Silt- und Sandsteinen zwischen 14 und 10 ka dokumentiert, wird die Dropstone-Zusammensetzung im Bereich des Kolbeinsey Rückens auch weiterhin von Quarz und Kristallingestein dominiert. BISCHOF (1990) gibt als Liefergebiet für die von ihm beobachteten erhöhten Silt- und Sandsteinvorkommen das östliche und nordöstliche Grönland an. Nach den eigenen Befunden scheint es jedoch eher wahrscheinlich, daß der Ostgrönlandstrom auch weiterhin überwiegend Kristallin-führende Eisberge aus der Framstraße entlang des westlichen Europäischen Nordmeeres transportierte. So zeigt auch SPIELHAGEN (1990), daß zu Beginn der Termination  $I_A$  auch weiterhin überwiegend grobes kristallines Material im Bereich der westlichen Framstraße durch Eisberge eingetragen wird.

Der Meeresspiegelanstieg von ca. 120m während des Zeitraumes von 17 ka bis 5 ka führte außerdem zu einer starken Schmelzwasserzufuhr (FAIRBANKS 1989), die nach den leichten  $\delta^{18}O$ -Werten und den stark abgereicherten  $\delta^{13}C$ -Werten des Kerns 20/2 und auch der GKG 06/1 und 17/1 eine deutliche Erniedrigung in den Salinitäten des Oberflächenwassers im Bereich des südlichen Kolbeinsey Rückens zwischen 15 und

ca. 12 ka bewirkte. Eine Salinitätsreduktion aufgrund einer Schmelzwasserbeeinflussung haben bereits JONES & KEIGWIN (1988) bei 15 ka und VOGELSANG (1990) bei ca. 13.6 ka anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen für den Bereich der Framstraße und des östlichen Europäischen Nordmeeres dokumentiert. Nach JONES & KEIGWIN (1988) steht das Schmelzwasserereignis bei 15 ka im engen Zusammenhang mit dem Abschmelzen des Barents Schelf-Eisschildes. Im Bereich des südlichen Kolbeinsey Rückens steht die hohe Schmelzwasserzufuhr während dieser Zeit vermutlich in Verbindung mit dem Abschmelzen der Eisdecke von Grönland und Island. Dies zeigt die Zunahme in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von durchschnittlich 2.6‰ in den südlicheren Kernen 17/1 und 20/2 auf durchschnittlich 3.2‰ im GKG 06/1 bis zu 3.8‰ im nordöstlichen Kern 845-2,3. Für den gleichen Zeitabschnitt haben auch WILLIAMS & FILLON (1986) Werte von 3.3‰ bis 3.9‰ für die zentrale Island See dokumentiert. Eine verstärkte Schmelzwasserzufuhr auch von Island wird neben den niedrigen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Bereich der südwestlichen Island See noch zusätzlich durch den von WILLIAMS & FILLON (1986) angegebenen  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 2.9‰ westlich von Island unterstützt.

Bereits vor dem Beginn der Termination  $I_A$  setzt im Gebiet des Kolbeinsey Rückens ein leichter Anstieg in den Karbonatgehalten ein (Abb. 42), die in der Termination  $I_A$  ein erstes postglaziales Maximum erreichen. Die Karbonatgehaltsverteilung ist dabei den heutigen Verhältnissen sehr ähnlich. In den zwischen Island und der Spar-Fracture Zone gelegenen Kernstationen 20/1,2 und 17/1,2 liegen die Karbonatgehalte unterhalb von 5 Gew.-%, während sie nördlich der Spar-Fracture Zone auf 6 bis 10 Gew.-% ansteigen. Sie sind hier vermutlich auf einen geringeren Eintrag von detritischem Material zurückzuführen, da ein Einstrom von Atlantikwasser in das Europäische Nordmeer erst ab ca. 13 ka erfolgte (JANSEN & BJØRKLUND, 1985).

Während des Bölling/Alleröd-Interstadials ist wieder eine Abnahme in den Karbonatgehalten festzustellen (Abb. 42). Ein Minimum in den Karbonatgehalten wird nach der Sauerstoffisotopenstratigraphie der Kerne 03/1, 04/1, 06/1 und 845-2,3 zwischen ca. 10 und ca. 6 ka erreicht. In den Sedimenten der Kerne 17/1, 20/1,2, 21/1, 01/1 und 15/1 gehen die Karbonatgehalte dabei auf <2 Gew.-% zurück, verbunden mit einer gleichzeitigen Abnahme der Foraminiferengehalte auf 0 KZ-%. Im nördlichen Rückenbereich erreichen die Karbonatgehalte noch maximal



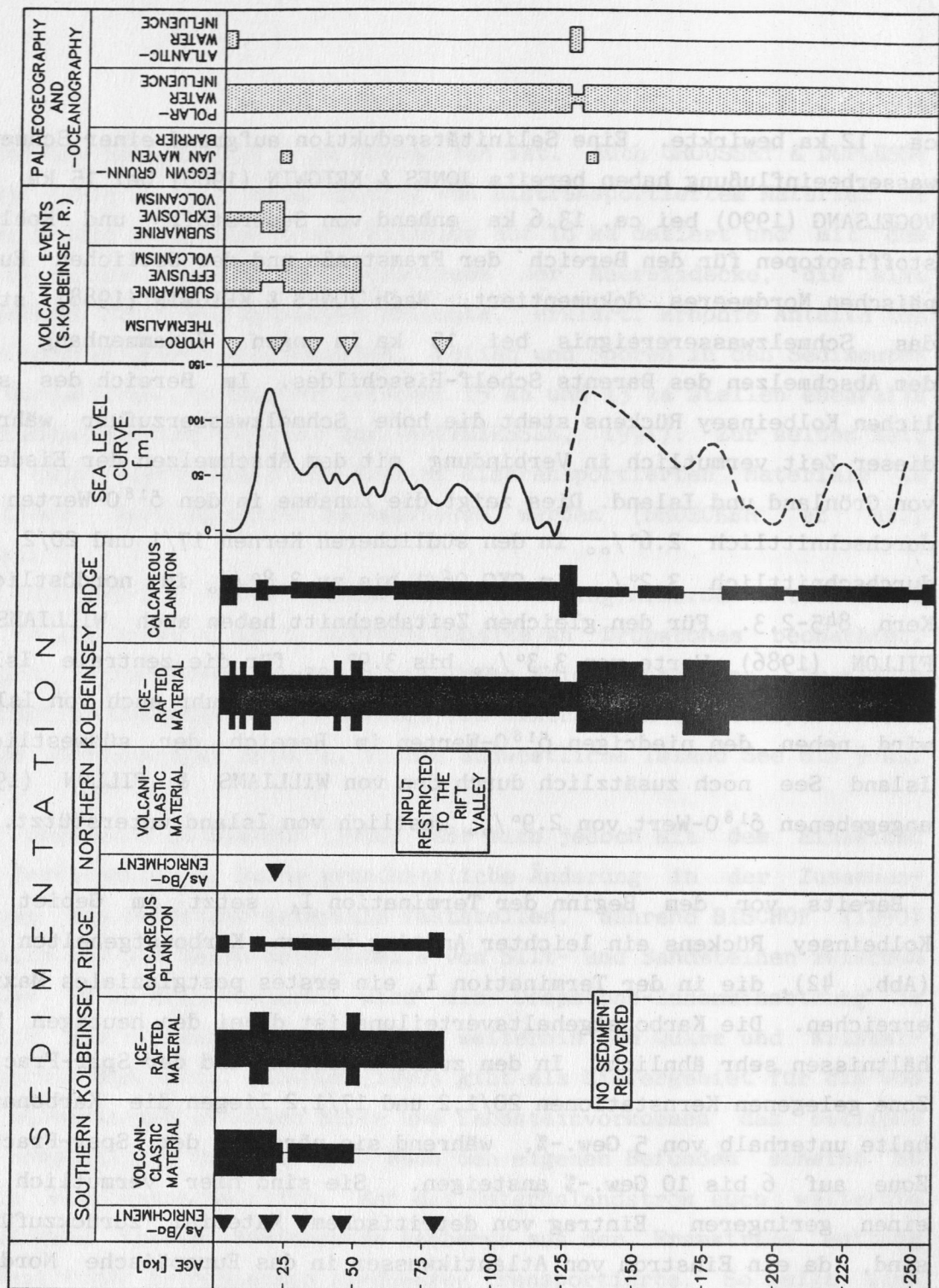


Abb. 42: Zusammenfassung der Ergebnisse der sedimentologischen und geochemischen Untersuchungen und den daraus resultierenden Bedingungen im Bereich des Kolbeinsey Rückens unter Einbeziehung der relativen Meeresspiegelkurve (nach CHAPPELL & SHACKLETON, 1986). Die Angaben der Sedimentparameter sind qualitativ angegeben (Strichbreiten: nicht nachweisbar, vorhanden, deutlich vorhanden, dominant).

4 Gew.-%. Ursache für die geringen Karbonatgehalte ab 10 ka könnte der erneute Vorstoß der kontinentalen Eismassen um ca. 11 ka bis 10 ka sein, was zu einem kurzfristigen Umschwung zu wieder glazialen Bedingungen führte.

Ein erhöhter Diatomeenanteil in einem Sedimenthorizont des GKG 05/1 (9cm Teufe) im Zeitabschnitt zwischen 11 ka und 8 ka steht möglicherweise im engen Zusammenhang mit einer starken Schmelzwasserzufuhr, die nach FAIRBANKS (1989) ihren Höhepunkt um 9.5 ka erreichte. Weitere cm-mächtige Diatomeenhorizonte sind innerhalb dieses Zeitabschnittes aus der südlichen Norwegen See (STABELL, 1986), vom Barentsschelf (frdl. mdl. Mitt. BIBOW) und aus der Island See bekannt. KASSENS (1990) führt die erhöhte Diatomeenproduktion am westlichen norwegischen Kontinentalrand auf einen kurzfristigen küstennahen Auftrieb zurück. PEDERSEN & STABELL (in press) geben als primäre Ursache für diese erhöhte Phytoplanktonproduktion einen erhöhten Nährstoffeintrag infolge einer verstärkten Schmelzwasserzufuhr an. In der Norwegischen See und dem nordöstlichen Nord-Atlantik deutet auch eine relative Erhöhung der Cadmium-Werte in planktischen Foraminiferengehäusen zwischen 10 ka und 9 ka auf erhöhte Nährstoffgehalte in den Oberflächenwassermassen (NÜRNBERG, 1991). Somit scheint die verstärkte Zufuhr kontinentaler Schmelzwässer verbunden mit einem hohen Eintrag von nährstoffreichem Verwitterungsmaterial auch zu einer erhöhten Diatomeenproduktivität in den Oberflächenwassermassen im Bereich des Kolbeinsey Rückens geführt zu haben.

Ein kontinuierlicher Einstrom von warmen Wassermassen in das südöstliche Europäische Nordmeer ab 10 ka (JANSEN & BJØRKLUND, 1985) bleibt während des frühen Holozäns noch ohne Einfluß auf die Karbonatproduktion in den Oberflächenwassermassen der südwestlichen Island See. Erst oberhalb der Termination  $I_B$  deuten zunehmende Karbonatgehalte auf einen Einfluß atlantischer Wassermassen auf das arktische Oberflächenwasser im Bereich des Kolbeinsey Rückens. Veränderungen in der Zusammensetzung der Coccolithen- und Dinoflagellaten-Gemeinschaft zwischen 7.5 ka und 6 ka im östlichen Europäischen Nordmeer führen BAUMANN & MATTHIESSEN (1990) auf einen verstärkten Einstrom atlantischer Oberflächenwassermassen zurück. Ab ca. 6 ka hat sich dann der heutige Norwegenstrom voll entwickelt. Der Einstrom warmen Atlantikwassers hat auch im östlichen Bereich des Kolbeinsey Rückens mit Karbonatgehalten von über 20 Gew.-% und hohen Sr-Gehalten von 470ppm

bis 920ppm in den Sedimenten des GKG 10/2 zu einer relativ hohen Karbonatschalenproduktion seit dem späten Holozän geführt.

Das Auftreten der kalkigen Benthos-Foraminifere *Rupertina stabilis* in den spätholozänen Sedimenten des GKG 10/2 dokumentiert nach (LUTZE & ALTENBACH, 1988) durchgehend höhere Strömungen und Turbulenzen für diesen Bereich. Die hier gleichzeitig beobachteten autochthonen Kieselschwammnadeln-Filze führen hierbei zur Stabilisierung der feinkörnigen Sedimentpartikel. Auch die in den südlichsten zentralen Rückensedimenten auftretende Benthos-Foraminifere *Cibicides lobatulus* zeigt eine deutliche Beziehung zu stärker durchströmten Bodenwasser-Verhältnissen. MACKENSEN (1987) und WAGENER (1988) beschreiben *Cibicides lobatulus* als besonders angepaßt an ein Milieu mit starken Bodenströmungen und Erosion. Ihr Auftreten in diesen spätholozänen Sedimenten unterstützt somit die Ableitung der in Kap. VI.1.1 dargestellten erosiven Prozesse am südlichsten Abschnitt des Kolbeinsey Rückens.

## VIII Schlußfolgerungen

Die diskutierten sedimentologischen und geochemischen Ergebnisse erlauben folgende Schlußfolgerungen zu den vulkanischen und ozeanographischen Veränderungen im Bereich des Kolbeinsey Rückens für die letzten ca. 260 ky:

- Die Grobfraktionsanalyse sowie eine Faktoren- und Clusteranalyse verdeutlichen die dominierende Rolle vulkanischer Sedimentation im südlichen Riftabschnitt, während sich im nördlichen Rückenabschnitt der überwiegend terrigene Einfluß widerspiegelt.
- Während des gesamten Zeitraumes fand im Bereich des Kolbeinsey Rückens ständig eine Sedimentation von eistransportierten Material statt (Abb. 42). Durchgehend vorkommendes terrigenes Material belegt eine saisonale Eisbedeckung auch für die Zeitabschnitte während der Interglazialstadien 7 (245 ka bis 186 ka), 5 (128 ka bis 71 ka) und 1 (12 ka bis rezent).
- Ein besonders hoher Eintrag von grobem eistransportierten Material ist zwischen ca. 150 ka und 128 ka, ca. 50 ka, 39 ka und zwischen ca. 15 ka und 9 ka zu beobachten und dokumentiert eine verstärkte Eisbergdrift für diese Zeitabschnitte (Abb. 42).
- Die lithologische Zusammensetzung des groben eistransportierten Materials hat sich im späten O-Isotopenstadium 6 (ca. 152 ka bis 145 ka) und im O-Isotopensubstadium 3.3 (ca. 50 ka) bedeutend verändert. Während in den letzten 260 kJ überwiegend hohe Anteile an Quarz und Kristallingestein beobachtet werden, die wahrscheinlich von Grönland stammen, stellt der nordwestliche Barentsschelf das Liefergebiet für die in diesen Zeitabschnitten auftretenden hohen Anteile an grauen Sand- und Siltsteinen dar.
- Geringe Karbonatgehalte während der O-Isotopenstadien 8, 6, 3 und 2 zeigen eine anhaltende planktische Karbonatschalenproduktion an (Abb. 42), die sich nur durch eine saisonal aufgelockerte Eisdecke im Gebiet um den Kolbeinsey Rücken erklären lässt.



- Im frühen O-Isotopenstadium 5 weisen alle Kerne relativ hohe Karbonatgehalte auf, die für einen Einfluß des Atlantikwassers bis in die westliche Island See sprechen, ähnlich wie es heute in der Arktischen Domäne beobachtet werden kann (Abb. 42).
- Seit dem O-Isotopensubstadium 3.3 am südlichen Kolbeinsey Rücken wird ein aktiver submariner Vulkanismus durch den Eintrag von basaltischem Material angezeigt (Abb. 42). Im späten O-Isotopenstadium 3 beträgt der vulkanische Anteil dabei zunächst durchschnittlich 20% am Sediment und steigt bis in das späte O-Isotopenstadium 2 bis auf 60% an.
- Während zu Beginn des O-Isotopenstadiums 2 Hyaloklastite zunächst noch effusive Eruptionen am südlichen Rücken anzeigen, dokumentiert der hohe Anteil an Pyroklastika im Zeitabschnitt von ca. 20 ka bis 13.4 ka einen submarinen explosiven Vulkanismus. Die eigentliche Ursache für diese explosiven submarinen Eruptionen liegt in dem zu der Zeit um ca. 120m tiefer liegenden Meeresspiegel als heute. Im Zusammenhang mit dem postglazialen Meeresspiegelanstieg erfolgt ab 13.4 ka wieder der Übergang zu einem effusiven Vulkanismus. So findet rezent nur noch am südlichsten und flachsten Rückenabschnitt ein submariner explosiver Vulkanismus statt (Abb. 42).
- Der kurzfristige Umschwung zu glazialen Bedingungen während der Jüngeren Dryas führte im Bereich des Kolbeinsey Rückens zu einem starken Rückgang in der Karbonatproduktion. Erst nach der Termination I<sub>B</sub> lassen sich im Oberflächenwasser Verhältnisse annehmen, die vergleichbar mit den rezenten Bedingungen sind (Abb. 42).
- Hydrothermale Aktivitäten führten während des späten O-Isotopenstadiums 5, des O-Isotopenstadiums 3, 2 und im späten Holozän zu hohen Anreicherungen an As und Ba im Sediment (Abb. 42).

## IX DANK

Ich danke Herrn Prof. Dr. J. Thiede für die Anregung und Unterstützung zu dieser Arbeit.

Mein besonderer Dank gilt meinem Betreuer Dr. H.-J. Wallrabe-Adams für das rege Interesse an dieser Arbeit und die vielen fruchtbaren Diskussionen. Auch für das Korrekturlesen sei ihm herzlich gedankt.

D. Nürnberg bin ich für die stets kameradschaftliche Zusammenarbeit sehr dankbar.

Bei Dr. K.-H. Baumann möchte ich mich für seine kritischen Anregungen und Kommentare und insbesondere für das Korrekturlesen des Manuskriptes bedanken.

Dr. J. Scholten und Dr. D. Garbe-Schönberg, der auch die Spurenelementanalysen durchführte, danke ich für die kritische Durchsicht des geochemischen Teils dieser Arbeit.

Dr. H. Kassens, Dr. R. Henrich und Dr. I. Wollenburg bin ich sehr dankbar für viel konstruktive Kritik.

Dr. A. Altenbach sei ganz herzlich für die Beratung und Unterstützung bei der statistischen Auswertung gedankt. Ich möchte M. Hahn, S. Köhler, Dr. E. Vogelsang und Dr. H. Erlenkeuser für die Diskussionen und Hilfe bei stratigraphischen Problemen danken.

Die großartige Unterstützung bei der Datenerstellung und -verarbeitung von S. Kohly, A. Kohly, D. Rau, H.-C. Reimers und T. Scheydt haben maßgeblich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Bei der Erstellung von Graphiken waren mir ferner S. Körsgen und T. Wagner sehr behilflich, dafür danke ich Ihnen sehr.

Dr. R. Oehmig und S. Schulz haben in dankenswerter Weise die Sinkgeschwindigkeitsanalysen durchgeführt.

Für die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenmessungen danke ich Dr. H. Erlenkeuser und Dr. Cordt. Die Hauptelementanalysen führte Dr. C. Devey durch. Dr. Kromer vom Heidelberger Institut führte die Aufbereitung für einige  $^{14}\text{C}$ -AMS-Messungen durch, die anschließend von der Arbeitsgruppe um Prof. Wölfl von der ETH Zürich gemessen wurden. Hierfür sei ihnen sehr gedankt.

Allen Mitarbeitern des Geochemie-Labors im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Kiel danke ich für die freundliche Zusammenarbeit.

Dank auch allen, die bei der Probennahme an Bord von F.S. Polarstern

und F.S. Poseidon behilflich waren.

Der Verwaltung des Forschungszentrums GEOMAR danke ich für die ständige Hilfsbereitschaft.

Besonderer Dank gilt meinen Eltern für die großzügige private Forschungsförderung, ohne die diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Immer konnte ich mich auf das Verständnis und die liebevolle Unterstützung meiner Frau verlassen, wofür ich ihr sehr dankbar bin. Die wenigen gemeinsamen Stunden mit meinen Kindern Merle und Jonathan waren für mich in den letzten Monaten ein besonderer Lichtblick.

## X Literatur

- ANDERSEN, B.G. (1990): Cenozoic glacier fluctuations in polar regions - Terrestrial records from Antarctica and the North Atlantic sector of the Arctic. - In: BLEIL, U. & J. THIEDE (eds.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. - NATO ASI series C (308), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht-Boston-London, 245-254.
- BALLARD, R.D., BRYAN, W.B., HEIRTZLER, J.R., KELLER, G., MOORE, J.G. & T.H. VAN ANDEL (1975): Manned submersible observations in the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. - Science 190, 103-116.
- BALLARD, R.D. & T.H. VAN ANDEL (1977): Morphology and tectonics of the inner Rift Valley at lat. 36°50'N on the Mid-Atlantic Ridge. - Geol. Soc. Amer. Bull. 88, 507-530.
- BALLARD, R.D. & J.G. MOORE (1977): Photographic atlas of the Mid-Atlantic Ridge. - Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 114p.
- BARD, E., ARNOLD, M., MAURICE, P., DUPRAT, J., MOYES, J. & J.-C. DUPLESSY (1987a): Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by  $^{14}\text{C}$  accelerator mass spectrometry. - Nature 328, 791-794.
- BARD, E., ARNOLD, M., DUPRAT, J., MOYES, J. & J.-C. DUPLESSY (1987b): Deconstruction of the last deglaciation: Deconvolved records of  $\delta^{18}\text{O}$  profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  dating. - Climate Dynam. 1, 101-112.
- BAUMANN, K.-H. (1990): Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär. - Bericht Sonderforschungsbereich 313, Diss. Univ. Kiel 22, 1-146.
- BAUMANN, K.-H. & J. MATTHIESSEN (1990): Calcareous nannofossil and dinoflagellate cyst assemblages of Holocene and Late Weichselian deep-sea sediments from the Norwegian Sea. - Unpubl. paper, Berichtsband 1988-90, Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel.
- BAUMANN, K.-H. & K.S. LACKSCHEWITZ (in press): Sedimentologische Untersuchungen an Kernen des Kolbeinsey Rückens und Vesterisbanken. - In: THIEDE, J. & HEMPEL, G. (eds.): Wissenschaftlicher Fahrtbericht ARKTIS VII/1.- Ber. Polarf., Bremerhaven.
- BELANGER, P.E. (1982): Paleo-oceanography of the Norwegian Sea during the past 130.000 years: coccolithophorid and foraminiferal data. - Boreas 11, 29-36.
- BIRGISDOTTIR, L. (1990): Die paläo-ozeanographische Entwicklung der Islandsee in den letzten 550.000 Jahren. - Unveröffentl. Diss., Univ. Kiel, Kiel.
- BISCHOF, J. (1990): Dropstones in the Norwegian-Greenland Sea- indications of a Late Quaternary circulation pattern?.- In: BLEIL, U. & J. THIEDE (eds.): Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.- NATO ASI Series C (308), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht-Boston-London, 499-518.



- BISCHOFF, J.L., HEATH, G.R. & M. LEINEN (1979): Nature and origin of metalliferous sediments in DOMES site C, Pacific Manganese Nodule Province.- In: BISCHOFF, J.L. & D.Z. PIPER (eds.): Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province. - Plenum Press, New York, London, 397-436.
- BITSCHENE, P.R. & H.-U. SCHMINCKE (1990): Fallout tephra layers: Composition and significance. In: HELING, D., ROTHE, P., FÖRSTER, U. & P. STOFFERS (eds.): Sediments and Environmental geochemistry. - Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 48-82.
- BISHOP, J.K.B. (1988): The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. - Nature 332, 391-343.
- BOSTRÖM, K. & M.N.A. PETERSON (1966): Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. - Econ. Geol. 61, 1258-1265.
- BOSTRÖM, K., PETERSON M.N.A., JOENSUU, O. & D.E. FISHER (1969): Aluminium-poor ferromanganese sediments on active oceanic ridges. - J. Geophys. Res. 74, 3262-3270.
- BOSTRÖM, K. & S. VALDES (1969): Arsenic in ocean floors.- Lithos 2, 351-360.
- BOSTRÖM, K., JOENSUU, O., MOORE, C., BOSTRÖM, B., DALZIEL, M. & A. HOROWITZ (1973): Geochemistry of barium in pelagic sediments.- Lithos 6, 159-174.
- BOTT, M.H.P., SAXOV, S., TALWANI, M. & J. THIEDE [eds.] (1983): Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge.- Plenum press, New York, 685p.
- BOWEN, H.J.M. (1966): Trace Elements in Biochemistry. - Academic Press, New York.
- BRAMLETTE, M.N. & W.H. BRADLEY (1942): Geology and biology of North-Atlantic deep-sea cores between Newfoundland and Ireland. Pt. 1 Lithology and geologic interpretation. - U.S. Geol. Survey Prof. Paper 196-A, p. 1-134.
- BROECKER, W.S. & J. VAN DONK (1970): Insolation changes, ice volumes, and the  $\delta^{18}\text{O}$  record in deep-sea cores. - Reviews of Geophysics and Space Physics 8, 169-198.
- BROECKER, W.S. & T.-H. PENG (1982): Tracers in the sea. - Eldigio Press, Palisades, New York, 690 p.
- BROECKER, W.S., BOND, G., KLAS, M., CLARK, E. & J. McMANUS (submitt.): Origin of the Northern Atlantic's Heinrich Events. - Climate Dynamics.
- CALVERT, S.E. (1974): Deposition and diagenesis of silica in marine sediments.- SEPM spec. Publ. 1, 273-299.
- CAMPBELL, A.C., PALMER, M.R., KLINKHAMMER, G.P., BOWERS, T.S., EDMOND, J.M., LAWRENCE, J.R., CASEY, J.R., THOMPSON, G., HUMPHRIS, S., RONA, P. & J.A. KARSON (1988): Chemistry of hot springs on the Mid-Atlantic Ridge. - Nature 335, 514-518.

- CAREY, S. & H. SIGURDSSON (1984): A model of volcanogenic sedimentation in marginal basins.- In: Kokelaar, B. P. (ed.): Marginal Basin Geology.- Geol. Soc. London Spec. Publ. 16, 37-58, London.
- CAS, R.A.F. & J.V. WRIGHT (1988): Volcanic Successions, Modern and Ancient. - Unwin Hyman, London, 487p.
- CHAPPELL, J. & N.J. SHACKLETON (1986): Oxygen isotopes and sea level.- Nature 324, 137-140.
- CHESTER, R. (1965): Elemental geochemistry of marine sediments. - In: RILEY, J. P. & G. SKIRROW (eds.): Chemical Oceanography 2, 23-80.
- CORLISS, J.B., LYLE, M., DYMOND, J. & K. CRANE (1978): The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift. - Earth Planet. Sci. Lett. 40, 12-24.
- CRONBLAD, H.G. & B.A. MALMGREN (1981): Climatically controlled variation of Sr and Mg in Quaternary planktonic foraminifera. - Nature 291, 61-64.
- DASCH, E.J., DYMOND, J.R. & G.R. HEATH (1971): Isotopic analysis of metalliferous sediments from the East Pacific Rise. - Earth Planet. Sci. Lett. 13, 175-180.
- DEVEY, C.W., GARBE-SCHÖNBERG, D., STOFFERS, P., CHAUVEL, C. & D.F. MERTZ (submitt.): The Kolbeinsey Ridge north of Iceland: Elemental constraints on the degree of mantle melting. - J. Geophys. Res.
- DUPLESSY, J.-C., DELIBRIAS, G., TURON, J.L., PUJOL, C. & J. DUPRAT (1981): Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the paleoclimatic evolution of the European Continent.- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 35, 121-144.
- DUPLESSY, J.-C., ARNOLD, M., MAURICE, P., BARD, E., DUPRAT, J. & J. MOYES (1986): Direct dating of the oxygen-isotope record of the last deglaciation by  $^{14}\text{C}$  accelerator mass spectrometry. - Nature 320, 350-352.
- DYMOND, J., CORLISS, J.B., HEATH, G.R., FIELD, C.W., DASCH, E.J. & H.H. VEEH (1973): Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. - Geol. Soc. Amer. Bull. 84, 3355-3372.
- DYMOND, J. (1981): Geochemistry of Nazca Plate surface sediments: An evaluation of hydrothermal, biogenic, detrital and hydrogenous sources. - Geol. Soc. Amer. Mem. 154, 133-173.
- EDMOND, J.M., MEASURES, C., MCDUFF, R.E., CHAN, L.H., COLLIER, R., GRANT, B., GORDON, L.I. & J.B. CORLISS (1979): Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: The Galapagos data. - Earth Planet. Sci. Lett. 46, 1-18.
- EHRMANN, W. & J. THIEDE (1985): History of Mesozoic and Cenozoic sediment fluxes to the North Atlantic Ocean. - Contr. Sediment. 15, 109p.

- ELVERHØI, A. & R. HENRICH (in press): Ancient glacio-marine environments. - In: MENZIES, A. (ed.): Sediments and Landforms of Past Glacial Environments. - Pergamon press.
- FAIRBANKS, R.G. (1989): A 17000-Year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. - *Nature* 143, 637-642.
- FISHER, R.V. (1961): Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. - *Geol. Soc. Amer. Bull.* 72, 1409-1414.
- FISHER, R.V. (1984): Submarine volcanoclastic rocks.- In: Kokelaar, B. P. (ed.): Marginal Basin Geology.- *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 16, 5-27, London.
- FISHER, R.V. & H.-U. SCHMINCKE (1984): Pyroclastic Rocks. - Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 472p.
- FISKE, R.S. & T. MATSUDA (1964): Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. - *Am. J. Sci.* 262, 76-106.
- FRICKE, H. , GIERE, O. , STETTER, K. , ALFREDSSON, G.A., KRISTJANSSON, J. K., STOFFERS, P. & J. SVAVARSSON (1989): Hydrothermal vent communities at the shallow subpolar Mid-Atlantic ridge. - *Mar. Biol.* 102, 425-429.
- GARD, G. (1988): Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleo-oceanography of Arctic and Subarctic Seas.- *Medd. Stockholms Univ. Geol. Inst.* 275, 45p., Stockholm.
- GEHRING, H. (1989): Beitrag zur paläo-ozeanographischen Entwicklung der südwestlichen Norwegischen See während der letzten 405.000 Jahre. - Unveröffentl. Diplomarbeit, Univ. Kiel, 98 S., Kiel.
- GROUSSET, F. LATOUCHE, C. & M. PARRA (1982): Late Quaternary sedimentation between the Gibbs Fracture and the Greenland Basin: Mineralogical and Geochemical Data. - *Mar. Geol.* 47, 303-330.
- GROUSSET, F. & J.-C. DUPLESSY (1983): Early deglaciation of the Greenland Sea during the last glacial to interglacial transition. - *Mar. Geol.* 52, M11-M17.
- GURVICH, Y.G., BOGDANOV, Y.A. & A.P. LISITZIN (1978): Behaviour of barium in recent sedimentation in the Pacific. - *Geochimiya* 3, 359-374.
- HEATH, G.R. & J. DYMOND (1977): Genesis and transformation of metalliferous sediments from the East Pacific Rise, Bauer Deep, and Central Basin, northwest Nazca plate.- *Bull. Geol. Soc. Am.* 88, 723-733.
- HEIKEN, G. (1972): Morphology and Petrography of Volcanic Ashes. - *Geol. Soc. Mer. Bull.*, 1961-1988.
- HEIKEN, G.H. (1974): An atlas of volcanic ash.- *Smithsonian Contr. Earth Sciences* 12, 1-101.
- HEINRICH, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years. - *Quat. Res.* 29, 143-152.

- HENRICH, R. (1986): A calcite dissolution pulse in the Norwegian-Greenland Sea during the last deglaciation.- *Geol. Rdsch.* 75, 805-827.
- HENRICH, R., KASSENS, H., VOGELSANG, E. & J. THIEDE (1989): Sedimentary facies of Glacial-Interglacial Cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. - *Mar. Geol.* 86, 283-319.
- HENRICH, R. (1990): Cycles, rhythms, and events in Quaternary Arctic and Antarctic glaciomarine deposits.- In: BLEIL, U. & J. THIEDE (eds.): *Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.*- NATO ASI Series C (308), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht-Boston-London, 213-244.
- HOPKINS, T.S. (1988): The GIN Sea; Review of physical oceanography and literature from 1972. - *Saclantcen Report*, SR-124, Saclant Undersea Research Center, San Bartholomeo.
- HONNOREZ, J. & P. KIRST (1975): Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. - *Bull. Volcanol.* 39, 1-25.
- HOROWITZ, A. (1974): The geochemistry of sediments from the northern Reykjanes Ridge and the Iceland-Faeroes Ridge. - *Mar. Geol.* 17, 103-122.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSSON, D.J., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. & N.J. SHACKLETON, (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised Chronology of the Marine 0-<sup>18</sup> Record. - In: BERGER et al. (eds.): *Milankovitch and Climate.*- Reidel, Dordrecht, Part 1, 269-305.
- JANSEN, E., SEJRUP, H.P., FJÆRAN, T., HALD, M., HOLTEDAH, H. & O. SKARBØ (1983): Late Weichselian paleoceanography of the south-eastern Norwegian Sea. - *Nor. Geol. Tidsskr.* 63, 117-146.
- JANSEN, E. & K.R. BJØRKLUND (1985): Surface ocean circulation in the Norwegian Sea 15000 B.P. to present.- *Boreas*, 14, 243-257.
- JANSEN, E. & H. ERLÉNKEUSER (1985): Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: Isotopic evidence. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeocol.* 49, 189-206.
- JOHANNESSEN, O.M. (1986): Brief overview of the physical oceanography. - In: HURDLE, B.G. (ed.): *The Nordic Seas.*- Springer, New York, 103-127.
- JONES, G.A. & L.D. KEIGWIN (1988): Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation.- *Nature* 336, 56-59.
- JÜNGER, B. (1990): Zur paläo-ozeanographischen Entwicklung der Islandsee während der letzten 360 000 Jahre.- Unveröffent. Diplomarbeit, Univ. Kiel, 69 S., Kiel.
- KASSENS, H. (1990): Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See. - *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel* 24, 1-117.



- KELLOGG, T.B. (1975): Late Quaternary climatic changes in the Norwegian-Greenland Sea. - In: BOWLING, S.A. & WELLER, G. (eds.): Climate of the Arctic.- Univ. Alaska, Fairbanks, 3-36.
- KELLOGG, T. B. (1976): Late Quaternary climatic changes: Evidence from deep-sea cores of Norwegian and Greenland Seas. - Geol. Soc. Am. Mem. 145, 77-110.
- KELLOGG, T.B. (1977): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: The last 450.000 years. - Mar. Micropal. 2, 235-249.
- KELLOGG, T.B., DUPLESSY, J.-C. & N.J. SHACKELTON (1978): Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea.- Boreas 7, 61-73.
- KELLOGG, T.B. (1980): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: Glacial-interglacial contrasts. - Boreas 9, 115-137.
- KOC KARPUZ, N. & H. SCHRADER (1990): Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Sea. - Paleo-oceanography 5, 557-588.
- KOMAR, P.D. & K.E. CLEMENS (1986): The relationship between a grain's settling velocity and threshold of motion under unidirectional currents. - J. Sed. Petrol. 56, 258-266.
- KROMER, B., PFLEIDERER, C., SCHLOSSER, P., LEVIN, I., MÜNNICH, K., BONANI, SUTER, M. & W. WÖLFLI (1987): AMS  $^{14}\text{C}$ -measurements of small volume oceanic water samples: experimental procedure and comparison with low-level counting technique.- Nucl. Inst. Meth. 29, 302-305.
- KVAMME, T., MANGERUD, J., FURNES, H. & W.F. RUDDIMAN (1989): Geochemistry of Pleistocene ash zones in cores from the North Atlantic. - Nor. Geol. Tidsskr. 69, 251-272.
- LABEYRIE, L.D. & J.C. DUPLESSY (1985): Changes in the oceanic  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio during the last 140.000 years: High latitude surface water records.- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 50, 217-240.
- LACKSCHEWITZ, K.S. & H.-J. WALLRABE-ADAMS (in press): Element distribution in ridge sediments: Influence of environmental conditions.- Mar. Geol.
- LACKSCHEWITZ, K.S., OEHMIG, R. & H.-J. WALLRABE-ADAMS (in press): Der aktive Mittelozeanische Rücken als Sedimentationsraum - Zusammensetzung und Dynamik der Sedimente am Kolbeinsey-Rücken (N'Island).- Zbl. Geol. Paläont.
- LAMBERT, C.E., BISHOP, J.K.B., BISCAYE, P.E. & R. CHESSLET (1984): Particulate aluminium, iron, and manganese chemistry at the deep Atlantic boundary layer. - Earth Planet. Sci. Lett 70, 237-248.
- LANGE, J. (1974): Geochemische Untersuchungen an pelagischen Sedimenten des Atlantischen und Pazifischen Ozeans (DSDP, Leg I-VII). - Diss. Univ. Göttingen.

- LEA, D. & E. BOYLE (1989): Barium content of benthic foraminifera controlled by bottom water composition. - *Nature* 338, 751-753.
- LEMAITRE, R.W. [ed.] (1989): A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. - *Int. Union Geol. Sci.*, 193 p.
- LISITZYN, A.P. (1972): Sedimentation in the World Oceans.- *SEPM Spec. Publ.* 17, 1-218, Tulsa.
- LUTZE, G.F. & A. ALTENBACH (1988): *Rupertina stabilis* (WALLICH), a high adapted, suspension feeding foraminifer.- *Meyniana* 40, 55-69.
- MACKENSEN, A. (1987): Benthische Foraminiferen auf dem Island-Schottland Rücken: Umweltanzeiger an der Grenze zweier ozeanischer Räume.- *Paläont. Z.* 61, 149-179.
- MANGERUD, J., LIE, S.E., FURNES, H., KRISTIANSEN, I.L. & L. LOMO (1984): A Younger Dryas ash bed in Western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic Quarternary.- *Quat. Res.* 21, 85-104.
- MANGERUD, J. (1987): The Allerød/Younger Dryas boundary.- In: BERGER, W.H. & L.B. LABEYRIE (eds.): *Abrupt Climatic Change - Evidence and Implications.* - D. Riedel Publishing Company, 163-171.
- MARCHIG, V., GUNDLACH, H., MÖLLER, P. & F. SCHLEY (1982): Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. - *Mar. Geol.* 50, 241-256.
- MARTINSSON, D.G., NICKLAS, G.P., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & N.J. SHACKLETON (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000-years chronostratigraphy.- *Quat. Res.* 27, 1-29.
- MATTHIESSEN, J. (1991): *Dinoflagellaten-zysten im Spätquartär des Europäischen Nordmeeres: Palökologie und Paläo-Ozeanographie.*- Unveröffentl. Diss., Univ. Kiel, Kiel.
- McBIRNEY, A.R. (1963): Factors governing the nature of submarine volcanism. - *Bull. Volcanol.* 26, 455-469.
- METZ, S., TREFRY, J.H. & T.A. NELSEN (1988): History and geochemistry of a metalliferous sediment core from the Mid-Atlantic Ridge at 26°N. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2369-2378.
- MEYER, O., VOPPEL, D., FLEISCHER, U., CLOSS, H. & K. GERKE (1972): Results of bathymetric, magnetic and gravimetric measurements between Iceland and 70°N.- *Deutsche Hydrogr. Zeitschrift* 25, 193-201.
- MIENERT, J. & H.-J. WALLRABE-ADAMS (in press): Bericht über Reise Nr. 175 des F.S. Poseidon. - *GEOMAR Report.*
- MOTTL, M.J. & H.D. HOLLAND (1978): Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater- I. Experimental results for major and minor components of seawater.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1103-1115.

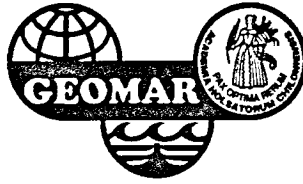
- MOLNIA, B.F. (1972): Pleistocene ice rafting in the North Atlantic Ocean. - Ph. D. thesis, Columbia, Univ. South Carolina, 103 p.
- MOORE, J.G. (1970): Water content of basalt erupted on the ocean floor. - Contrib. Mineral. Petrol. 28, 272-279.
- MOORE, J.G. & J.G. SCHILLING (1973): Vesicles, water, and sulfur in Reykjanes Ridge basalts. - Contrib. Mineral. Petrol. 41, 105-118.
- NATH, B.N., RAO, V.P. & K.P. BECKER (1989): Geochemical evidence of terrigenous influence in deep-sea sediments up to 8°S in the central Indian basin. - Mar. Geol. 87, 301-313.
- NORDDAHL, H. (1981): A prediction of minimum age for the Weichselian maximum glaciation in North Iceland. - Boreas 10, 471-476.
- NÜRNBERG, D. (1991): Haupt- und Spurenelemente in Foraminiferengehäusen - Hinweise auf klimatische und ozeanographische Änderungen im nördlichen Nordatlantik während des Spätquartärs. - Unveröffentl. Diss., Univ. Kiel, Kiel.
- OEHMIG, R. & H.-J. WALLRABE-ADAMS (submitt.): Hydrodynamic properties of volcanic particles and sedimentologic conditions at the southern Kolbeinsey Ridge crest and slope. - J. Sed. Petrol.
- O'NIONS, R.K. & K. GRÖNVOLD (1973): Petrogenetic relationships of acid and basic rocks in Iceland: Sr-isotopes and rare-earth elements in late and postglacial volcanics. - Earth Planet. Sci. Lett. 19, 397-409.
- OTHMANN, D.B., WHITE, W.M. & J. PATCHETT (1989): The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. - Earth Planet. Sci. Lett. 94, 1-21.
- PAQUETTE, R.G., BOURKE, R.H., NEWTON, J.F. & W. PERDUE (1985): East Greenland polar front in autumn. - J. Geophys. Res. 90(C3), 4866-4882.
- PEDERSEN, J. & B. STABELL (in press): Algeoppblomstring - Ogsa en "Katastrofe" for 10.000 ÅR siden? - Proceedings Nordisk Diatomé-mate.
- PELTIER, W.R. (1990): Glacial isostatic adjustment and relative sea-level change. - Sea-Level Change, Studies in Geophysics, National Academy Press, 73-87.
- PERRY, R.K. (1986): Bathymetry. - In: HURDLE, B. G. (ed.): The Nordic Seas. - Springer Verlag, New York-Berlin-Heidelberg, 211-234.
- PIPER, D.Z. (1974): Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. - Chem. Geol. 14, 285-304.
- PUTEANUS, D. & F. WERNER (1990): Bericht über Reise Nr. 158 des F.S. Poseidon in das Seegebiet um Island. - Berichte 38, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.

- RONA, P.A., THOMPSON, G., MOTT, M.J., KARSON, A.J., JENKINS, W.J., GRAHAM, D., MALLETTE, M., VON DAMM, K. & J.M. EDMOND (1984): Hydrothermal activity at the trans-atlantic geotraverse hydrothermal field, mid-atlantic ridge crest at 26°N. - J. Geophys. Res. 89 (B13), 11.365-11.377.
- RUDDIMAN, W.F. & L.K. GLOVER (1972): Vertical Mixing of Ice-Rafted Volcanic Ash in the North Atlantic Sediments. - Geol. Soc. Amer. Bull. 83, 2817-2836.
- RUDDIMAN, W.F. & A. McINTYRE (1977): Late Quaternary surface ocean kinematics and climatic change in the high-latitude North Atlantic. - J. Geophys. Res. 16, 125-134.
- RUDDIMAN, W.F. & A. McINTYRE (1981): The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. - Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 35 (2-4), 145-214.
- SACHS, L. (1984): Angewandte Statistik. - Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo, 522 p.
- SAEMUNDSSON, K. & S. SIGURDARSON (1987): Kolbeinsey. - Aegir 80, 2-12.
- SAMTLEBEN, C. & A. SCHRÖDER (1990): Coccolithophoriden-Gemeinschaften und Coccolithen-Sedimentation im Europäischen Nordmeer. - Zur Abbildung von Planktonzönosen im Sediment. - Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel 25, Kiel.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraction. - "Meteor" Forschungsergebnisse 5 (Reihe C), 1-113.
- SCHARBERT, H.G. (1984): Petrologie und Geochemie der Magmatite. - Bd. I, Franz Deuticke, Wien, 312 S.
- SCHMINCKE, H.-U. (1983): Composition and origin of volcanic glasses from Leg 70. - In: CANN et al. (eds.): Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj. 69. - U.S. Govern. Print. Off., Washington, 451-457.
- SCHMITZ, B. (1987): Barium, equatorial high productivity and the northward wandering of the Indian continent. - Paleoceanography 2, 63-77.
- SCHRADER, H.J. & G. SCHÜTTE (1981): Marine diatoms. - In: EMILIANI, C. (ed.): The Sea, Vol. 7; The Oceanic Lithosphere, J. Wiley, New York, 1179-1232.
- SCHROLL, E. (1975): Analytische Geochemie. - Band I: Methodik. - Enke Verlag, Stuttgart, .
- SEJRUP, H.P., JANSEN, E., ERLÉNKEUSER, H. & H. HOLTEDAHN (1984): New Faunal and isotopic evidence on the Weichselian-Holocene oceanographic changes in the Norwegian Sea. - Quat. Res. 21, 74-84.
- SEJRUP, H.P., SJOHOLM, J., FURNES, H., BEYER, I., EIDE, L., JANSEN, E. & J. MANGERUD (1989): Quaternary tephrachronology on the Iceland Plateau, north of Iceland. - J. of Quat. Sci. 4, 109-114.



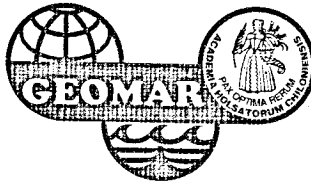
- SIGURSSON, H. & B. LOEBNER (1981): Deep-sea record of Cenozoic explosive volcanism in the North Atlantic. - In: SELF, S., SPARKS, R.S.J. (eds.): Tephra Studies.- D. Reidel Publishing Company, Holland, 289-316.
- SIEVER, R. & M. KASTNER (1967): Mineralogy and petrology of some Mid-Atlantic Ridge sediments. - J. Mar. Res. 25, 263-277.
- SPIELHAGEN, R.F. (1990): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200 000 Jahre. - Unveröffentl. Diss., Univ. Kiel, Kiel.
- SPINDLER, M. (1989): ARKTIS V. - Ber. Polarf. 59, Bremerhaven.
- STABELL, B. (1986): A diatom maximum horizon in upper Quaternary deposits. - Geol. Rdsch. 75 (1), 175-184.
- STEFANSSON, U. (1962): North Icelandic waters. - Rit Fishideildar 3, 269 pp., Univ. Res. Inst., Reykjavik.
- STÜBEN, D. & P. STOFFERS (submitt.): Hydrothermal site on the Kolbeinsey Ridge. -
- SUN, S.-S. & W.F. McDONOUGH (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. - In: SAUNDERS, A.D. & M.J. NORRY, (eds.): Magmatism in the ocean basins. - Geol. Soc. Spec. Publ. 42, 313-345, Blackwell, Oxford.
- SWIFT, J.H. (1986): The Arctic waters. - In: HURDLE, B.G. (ed.): The Nordic Seas.- Springer Verlag, New York-Berlin-Heidelberg, 129-153.
- SWIFT, J.H. & K. AAGAARD (1981): Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland seas. - Deep-Sea Res. 28A, 1107-1129.
- TALWANI, M. & O. ELDHOLM (1977): Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. - Geol. Soc. Am. Bull. 88, 969-999.
- THIEDE, J. & G. HEMPEL (in press): Wissenschaftlicher Fahrtbericht ARK VII/1.- Ber. Polarf.
- THIEDE, J., DIESEN, G.W., KNUDSEN, B.-E. & T. SNÅRE (1986): Patterns of Cenozoic sedimentation in the Norwegian-Greenland Sea. - Mar. Geol. 69, 323-352.
- TUREKIAN, K.K. & K.H. WEDEPOHL (1961): Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. - Geol. Soc. Amer. Bull. 72, 175-192.
- VOGELSANG, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope.- Ber. Sonderforschungsbereich 313 Univ. Kiel 23, 136 S.
- VOGT, P.R. (1983): The Iceland mantle plume: Status of the hypothesis after a decade of new work.- In: BOTT, M.H.P., SAXOV, S., TALWANI, M. & J. THIEDE (eds.): Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge.- Nato Conference Series IV 8, Plenum, New York-London, 191-213.

- VOGT, P.R. (1986): Seafloor topography, sediments and paleoenvironments.- In: HURDLE, B.G. (ed.): The Nordic Seas.- Springer Verlag, New York-Berlin-Heidelberg, 237-410.
- WAGENER, M. (1988): Quartäre und rezente benthische Foraminiferen der Island-Faröer-Schwelle.- *Facies* 19, 97-128.
- WARD, J.H. (1963): Hierarchical grouping to optimize an objective function.- *J. Am. Statistical Assoc.* 58, 235-244.
- WEAVER, C.E. (1965): Trace Elements in Biochemistry.- Acad. Press., New York
- WEDEPOHL, K.H. (1969): Handbook of Geochemistry. - Springer Verlag, Berlin-Heidelberg- New York.
- WELBY, C.W. (1958): Occurrence of alkali metals in some Gulf of Mexico sediments. - *J. Sed. Petrol.* 28, 431-452.
- WILLIAMS, D.F. & R.H. FILLON (1986): Meltwater influences and palaeo-circulation changes in the North Atlantic during the last glacial termination.- In: SUMMERHAYERS, C.P. & N.J. SHACKLETON (eds): North Atlantic Palaeoceanography.- *Geol. Soc. Spec. Publ.* 21, 175-180.
- WOLF, T.C.W. (1990): Paläo-Ozeanographische Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks seit dem späten Neogen (ODP Leg's 105 und 104, DSDP Leg 81).- Unveröffentl. Diss., Univ. Kiel, Kiel.



## GEOMAR REPORTS

- 1 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN  
DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL  
BERICHT FÜR DIE JAHRE 1987 UND 1988. 1989.
- 2 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN  
DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL  
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1989. 1990.
- 3 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN  
DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL  
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1990. 1991.
- 4 ROBERT F. SPIELHAGEN  
DIE EISDRIFT IN DER FRAMSTRASSE WÄHREND DER LETZTEN 200.000 JAHRE. 1991.
- 5 THOMAS C. W. WOLF  
PALÄO-OZEANOGRAPHISCH-KLIMATISCHE ENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN NORDATLANTIKS  
SEIT DEM SPÄTEN NEOGEN (ODP LEGS 105 UND 104, DSDP LEG 81). 1991.
- 6 SEISMIC STUDIES OF Laterally Heterogeneous Structures - Interpretation and  
Modelling of Seismic Data . Edited by ERNST R. FLUEH  
Commission on Controlled Source Seismology (CCSS), Proceedings of the 8th Workshop Meeting,  
held at Kiel - Fellhorst (Germany), August 27 - 31, 1990. 1991.
- 7 JENS MATTHIESSEN  
DINOFLAGELLATEN-ZYSTEN IM SPÄTQUARTÄR DES EUROPÄISCHEN NORDMEERES:  
PALÖKOLOGIE UND PALÄO-OZEANOGRAPHIE. 1991.
- 8 DIRK NÜRNBERG  
HAUPT- UND SPURENELEMENTE IN FORAMINIFERENGEHÄUSEN - HINWEISE AUF KLIMATISCHE  
UND OZEANOGRAPHISCHE ÄNDERUNGEN IM NÖRDLICHEN NORDATLANTIK WÄHREND DES  
SPÄTQUARTÄRS. 1991.
- 9 KLAS S. LACKSCHEWITZ  
SEDIMENTATIONSPROZESSE AM AKTIVEN MITTELOZEANISCHEN KOLBEINSEY RÜCKEN  
(NÖRDLICH VON ISLAND). 1991.
- 10 UWE PAGELS  
SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN UND BESTIMMUNG DER KARBONATLÖSUNG IN  
SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTEN DES ÖSTLICHEN ARKTISCHEN OZEANS. 1991.



Das Signet von GEOMAR kennzeichnet:

- Das Tätigkeitsfeld: die Weltmeere
- Das Untersuchungsobjekt: den Meeresboden, Antrieb und Tagebuch der Erdgeschichte
- Die Einbindung von GEOMAR in die Christian-Albrechts- Universität zu Kiel

The GEOMAR seal portrays:

- The area of research: the world's oceans
- The object to be investigated: the seafloor, driving force and diary of the earth's history
- The connection of GEOMAR to the Christian Albrechts University in Kiel

#### **GEOMAR**

Forschungszentrum  
für marine Geowissenschaften  
D-2300 Kiel  
Wischhofstr. 1-3  
Telefon (0431) 7202-0  
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

#### **GEOMAR**

Research Center  
for Marine Geosciences  
D-2300 Kiel / Germany  
Wischhofstr. 1-3  
Telephone (49) 431 / 7202-0  
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50